
NOTES ET MÉMOIRES DU SERVICE GÉOLOGIQUE
N° 436 bis

CARTE GÉOLOGIQUE DU MAROC AU 1/50 000
FEUILLE DE JEBEL KHARROU

RAZIN P., BAUDIN T., CHEVREMONT P., ANDRIES D.,
YOUBI N., HEPFFNER C., THIEBLEMONT D., CHIHANI E.-M.

MÉMOIRE EXPLICATIF

PLAN NATIONAL DE CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE

ÉDITIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DU MAROC
RABAT

2003

Achevé d'imprimer aux Editions OKAD (Maroc)
XXX 2003

Dépôt légal : xxx

SOMMAIRE

Abstract	9
Résumé	13
1. INTRODUCTION	14
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	14
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	15
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	17
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE DANS SON CADRE GÉOLOGIQUE</i>	17
2. DESCRIPTION DES TERRAINS	20
<i>UNITÉS HERCYNiennes DES REHAMNA ORIENTAUX</i>	20
Unités inférieures métamorphiques	20
Unités supérieures non-métamorphiques	29
<i>PERMIEN (AUTUNIEN)</i>	48
Dépôts sédimentaires continentaux	48
Roches magmatiques et hydrothermales	49
<i>FILONS TARDIFS D'ÂGE TRIAS SUPÉRIEUR - LIAS INFÉRIEUR</i>	65
<i>COUVERTURE MÉSO-CÉNOZOÏQUE :</i>	
<i>PLATEAUX DES PHOSPHATES ET DES GANTOUR</i>	66
<i>QUATERNAIRE : FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	70
3. ÉVOLUTION TECTONIQUE DES REHAMNA	72
3.1 ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE HERCYNienne	73
<i>LES SUBDIVISIONS HERCYNiennes RÉGIONALES</i>	73
<i>ORGANISATION STRUCTURALE DES REHAMNA</i>	73
Unités supérieures non-métamorphiques sur des Unités	
inférieures métamorphiques	73
Épaississement crustal et écroulement de la chaîne	74
Chronologie et nomenclature des déformations hercyniennes	74
<i>LES DÉFORMATIONS PRÉCOCES D1 ET D2</i>	74
Déformations D1 et D2 dans les Unités métamorphiques	74
Relations entre le métamorphisme et les déformations D1 et D2	77
Déformations D1 et D2 dans les Unités non-métamorphiques	80
<i>LES DÉFORMATIONS TARDIVES D3 ET D4</i>	82
Déformation D3	82
Déformation D4	82
3.2 ÉVOLUTION TECTONIQUE POST-HERCYNienne	84
<i>DÉFORMATIONS ANTÉ-AUTUNIENNES</i>	84
<i>DÉFORMATIONS POST-AUTUNIENNES ET ANTÉ-ALPINES</i>	85
Réactivation du chevauchement 4	85
La faille des Ouled Ouggad	86
Basculement des structures vers l'est	86
Fracturations tardives	86
<i>DÉFORMATIONS ALPINES</i>	87
4. SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	88
<i>ÉVOLUTION ANTÉ-HERCYNienne</i>	88
<i>OROGENÈSE HERCYNienne</i>	91
<i>MAGMATISME PERMIEN</i>	92
<i>ÉVOLUTION POST-PERMIENNE À ACTUELLE</i>	93
5. RESSOURCES DU SOUS-SOL	95
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	95
Gisement de Phosphates méso-cénozoïques	95
Gisements et indices métalliques, encaissés dans	
les entités hercyniennes	95
<i>RESSOURCES EN EAUX SOUTERRAINES-HYDROGÉOLOGIE</i>	96
Climatologie	96
Hydrologie	98
Hydrogéologie	99
6. RÉFÉRENCES	100

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1	: Localisation des Rehamna.	14
FIGURE 2	: Schéma structural de la feuille de Jebel Kharrou	18
FIGURE 3	: Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour les roches métamorphiques basiques de l'Unité de Lalla Tittaf	20
FIGURE 4	: Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Th/Ta)_N$ (Thiéblemont <i>et al.</i> , 1994) pour les roches métamorphiques basiques de l'Unité de Lalla Tittaf, pour les roches subvolcaniques (filons) et volcaniques du Permien et pour une dolérite du Trias-Lias	23
FIGURE 5	: Spectre de terres rares normalisé aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour une métarhyolite de l'Unité de Lalla Tittaf et un méta-microgranite mylonitique du Néoprotérozoïque. . . .	24
FIGURE 6	: Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour une métarhyolite de l'Unité de Lalla Tittaf et un méta-microgranite mylonitique du Néoprotérozoïque. . . .	24
FIGURE 7	: Succession lithologique schématique des niveaux repères dans l'Unité des Ouled Hassine (d'après Hoepffner, 1974)	26
FIGURE 8a	: Lithostratigraphie des Unités supérieures non-métamorphiques des Rehamna orientaux	31
FIGURE 8b	: Stratigraphie et sédimentologie des séries ordoviciennes du Jebel Kharrou (Unités supérieures non-métamorphiques des Rehamna orientaux)	32
FIGURE 8c	: Stratigraphie et sédimentologie des formations viséo-namuriennes de l'Unité de Dalaat.	33
FIGURE 9	: Diagramme SiO_2 vs. Na_2O+K_2O (Le Maitre <i>et al.</i> , 1989) pour les roches subvolcaniques (filons) et volcaniques du Permien et pour une dolérite du Trias-Lias.	60
FIGURE 10	: Diagramme SiO_2 vs. K_2O (Peccherillo et Taylor, 1976) pour les roches subvolcaniques (filons) et volcaniques du Permien et pour une dolérite du Trias-Lias.	61
FIGURE 11	: Diagramme SiO_2 vs. FeO/MgO (Miyashiro, 1974) pour les roches subvolcaniques (filons) et volcaniques du Permien et pour une dolérite du Trias-Lias.	61
FIGURE 12	: Spectres de terres rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour les roches subvolcaniques (filons) du Permien	62

FIGURE 13	: Spectres de terres rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour les roches volcaniques du Permien et comparaison avec le spectre moyen des roches subvolcaniques (filons) du Permien	63
FIGURE 14	: Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour les roches subvolcaniques (filons) du Permien	64
FIGURE 15	: Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour les roches volcaniques du Permien.	64
FIGURE 16	: Diagramme Zr vs. (Nb/Zr) _N (Thiéblemont et Téguy, 1994 ; Thiéblemont, 1999) pour les roches différenciées des Rehamna : leucogranites hercyniens et roches, subvolcaniques (filons) à volcaniques, les plus acides du Permien.	65
FIGURE 17	: Spectre de terres rares normé aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour une dolérite du Trias-Lias. Comparaison avec la moyenne des roches subvolcaniques (filons) du Permien	67
FIGURE 18	: Spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour une dolérite du Trias-Lias.	67
FIGURE 19	: Schéma très simplifié de l'organisation des principaux dépôts quaternaires	71
FIGURE 20	: Schéma conceptuel des mécanismes d'enfouissement puis d'amincissement crustaux.	81
FIGURE 21	: Trajet P-T établi dans les unités inférieures métamorphiques des Rehamna centraux (Série de Sidi-Ali) et orientaux (Unité de Lalla Tittaf)	82

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1	: Analyses chimiques de roches méta-magmatiques du Protérozoïque et de leucogranites hercyniens.	22
TABLEAU 2	: Analyses chimiques de roches magmatiques du Permien et du Trias-Lias	59
TABLEAU 3	: Relations déformation-cristallisation des minéraux du métamorphisme régional dans les unités les plus métamorphiques des Rehamna.	77

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

PHOTO 1	: Figures d'écoulement dans une métarhyolite peralumineuse de l'Unité de Lalla Tittaf (X = 286 820 ; Y = 199 140)	25
PHOTO 2	: Niveaux de calcschistes dans les micaschistes de l'Unité des Ouled Hassine.	28
PHOTO 3	: Boudin de métaconglomérat dans l'Unité micaschisteuse des Ouled Hassine (Sidi Kountar, X = 279 470 ; Y = 200 590).	28
PHOTO 4	: Formation de Sidi Bou Oukffa : collines rocheuses de couleur rouge au centre de la photo (vue vers le nord depuis le sommet de Hayyar ; X = 283 160 ; Y = 212 340)	30
PHOTO 5	: Formation de Drioukat (X = 285 090 ; Y = 211 630). La stratification est recoupée par une schistosité S4 orientée N90°	34
PHOTO 6	: Vue sur les collines de Demja vers l'ESE, à partir du point X = 283 400 ; Y = 211 640.	35
PHOTO 7	: Extrémité orientale du Jebel Kharrou (Vue vers l'ENE ; X = 290 350 ; Y = 206 650).	39
PHOTO 8	: Barre de quartzite (vue vers le nord) de la Formation du Jebel Kharrou dans le flanc inverse d'un pli P4 (secteur d'El Ouennkel ; X = 282 700 ; Y = 211 240)	39
PHOTO 9	: Débris de trilobites et d'échinodermes à la base d'un banc de grès de la Formation d'el Mechach, au sud de la faille des Ouled Ouggad, (X = 297 020 ; Y = 199 140).	41
PHOTO 10	: Rides chevauchantes dans la Formation du Goulibet (X = 283 320 ; Y = 204 890)	42
PHOTO 11	: Mégarides 2D dans la Formation du Goulibet montrant une polarité inverse	43
PHOTO 12	: Formation d'El Mesrane (Silurien) surmontée par les quartzites de la Formation du Goulibet (Ashgill) en position renversée (X = 283 200 ; Y = 206 950 ; vue vers le NW)	44
PHOTO 13	: Affleurement de roches sédimentaires détritiques du Permien, au sud d'Ouled Sbaya (point JKPC121).	49
PHOTO 14	: Conglomérat polygénique du Permien, en limite ouest du graben de l'oued Oum er Rbia	50
PHOTO 15	: Microphotographie en "lumière naturelle" d'une micromonzodiorite quartzifère à texture microlitique et porphyrique	51
PHOTO 16	: Coulée volcanique permienne au sud d'El Hadada (X = 285 730 ; Y = 187 930, vue vers l'est).	52

PHOTO 17	: Microphotographie en “lumière naturelle” d’une trachyandésite à texture microlitique et légèrement amygdalaire.	53
PHOTO 18a	: Microphotographie en “lumière naturelle” d’une andésite silicifiée et envahie de carbonates	54
PHOTO 18b	: Même vue microphotographique en “lumière polarisée”	55
PHOTO 19a	: Microphotographie en “lumière naturelle” d’une rhyodacite porphyrique	56
PHOTO 19b	: Même vue microphotographique en “lumière polarisée”	57
PHOTO 20	: Microphotographie en “lumière polarisée” d’une brèche volcanique constituée de lapilli (tiers gauche de la photo) dans un ciment de rhyodacite porphyrique.	50
PHOTO 21	: Faisceau de deux filons de brèche à ciment carbonaté et ferrugineux (à patine rousse) recoupant des roches volcaniques permienes (de teinte violacée) du massif de Draa Tolba.	58
PHOTO 22	: Microphotographie en “lumière naturelle” d’un microgabbro à texture doléritique.	66
PHOTO 23	: Plis en fourreau P1 dans la barre de quartzite de Moulay Haïcham (X = 292 980 ; Y = 199 470)	75
PHOTO 24	: Charnière de pli P1 elle même plissée par un pli P3 orienté N0°, dans un banc de quartzite de l’Unité des Ouled Hassine (X = 279 510 ; Y = 200 310)	76
PHOTO 25	: Charnière d’un micropli P1, boudinée par D2 puis replissée par P4 à vergence SSW (Unité des Ouled Hassine)	76
PHOTO 26	: Boudin d’un niveaux de quartzite pris dans un microplissement P4, donnant une apparence de galet. Unité des Ouled Hassine (X = 281 500 ; Y = 208 780)	77
PHOTO 27	: Microphotographie de grenat et staurotide. Le grenat est moulé par une schistosité S2 et renferme une première schistosité S1.	78
PHOTO 28	: Microphotographie d’un staurotide syncinématique de la schistosité S2.	78
PHOTO 29	: Microphotographie de pœciloblastes de disthène et staurotide postérieurs à la schistosité S2	79
PHOTO 30	: Microphotographie d’un claste de grenat moulé par une foliation rétrograde S2.	79
PHOTO 31	: Microphotographie de clastes de grenat et de staurotide moulés par une foliation rétrograde tardive S2, dans l’Unité de Lalla Tittaf, à proximité de la faille des Ouled Ouggad.	80

- PHOTO 32 : Plissement P4, à vergence SSW, dans un niveau de calcschiste gréseux de l'Unité des Ouled Hassine (X = 280 840 ; Y = 209 350, vue vers l'est) 83
- PHOTO 33 : Boudin (D2) de marbre dolomitique plissé par P4 à vergence SSW (Unité des Ouled Hassine) 83
- PHOTO 34 : Contact tectonique de la Formation d'El Mesrane (Asghill, non-métamorphique) sur l'Unité des Ouled Hassine (Dévonien, métamorphique) au sud de l'Oued Zraïkem (X = 281 630 ; Y = 208 780, vue vers le sud) 84
- PHOTO 35 : Pli P5 à vergence sud, affectant le contact entre la Formation d'El Mesrane (Ashgill) et l'Unité des Ouled Hassine (Dalla Zebboui, vue vers le nord, X = 281 410 ; Y = 209 070). 85
- PHOTO 36 : Faille des Ouled Ouggad limitant le sud de l'Unité de Lalla Tittaf (X = 292 230 ; Y = 198 240, vue vers le nord, au fond le Jebel Kharrou) 86
- PHOTO 37 : Cataclasite dans les quartzites de la Formation du Jebel Kharrou (X = 288 620 ; Y = 208 380). 87
- PHOTO 38 : Fracturation dans les laves permienes 87

Abstract

The Jebel Kharrou map area (1:50,000-scale topographic sheet, type 1922, NI-29-V-1d) is located in the southern part of western Meseta where the sub-tabular Cretaceous-Eocene cover is dissected by erosion, thus exposing an inlier of the Paleozoic basement that forms the Hercynian Rehamna massif. In terms of subdivision of the Hercynian range in Morocco, the present map area belongs to eastern Rehamna, an intensely deformed and metamorphosed area. Regional metamorphism reaches the staurolite and kyanite facies, making the Rehamna the most intensely exhumed area exposed in the Hercynian range in North Africa.

The principal stages of the geodynamic evolution of the Moroccan Meseta region are reflected by three regional unconformities:

- Continental deposits of the Early Permian overlying Hercynian orogenic structures.
- The Cretaceous-Tertiary cover overlying major post-Autunian faults (horsts and grabens), in particular the regional normal fault of Ouled Ouggad that crosses the map area from ENE to WSW. The movement of this post-Permian fault resulted in the exposure and erosion of the metamorphic rocks.
- Plio-Villafranchian peneplanation truncating a vast Alpine arch (Miocene), causing the Paleozoic of Rehamna to crop out as an inlier. During the Quaternary, this surface was sporadically uplifted to its present altitude of approximately 500 m, and it is currently undergoing a new erosional cycle.

The present-day configuration of the Rehamna thus reflects three major deformational stages: (i) the Hercynian orogeny, (ii) a Late Carboniferous - Permian phase marked by granitic intrusions (in adjacent map areas) and conglomeratic and volcanic deposits, and (iii) the Alpine cycle, in its broad sense, as a result of the opening of the Atlantic and the Tethys, then, beginning in the Miocene, flexure related to the Atlas movements.

The Cretaceous-Eocene cover surrounds the Paleozoic inlier in the eastern part of the map area. Some Triassic sediments are suspected on the banks of the Massira dam, in the Oum er Rbia valley, but most of the deposits belong to the Cretaceous-Eocene succession of the Gantour Plateau and the southern margin of the Phosphate Plateau. Subhorizontal, Late Cretaceous limestone beds form a cuesta that clearly dominates the Hercynian basement.

Continental deposits of the Early Permian, initially conglomeratic and later volcanic, systematically overlie highly deformed, non-metamorphic Paleozoic successions; nowhere do they overlie metamorphic rocks. This suggests that, at the end of the Hercynian orogeny, the metamorphic rocks were still buried beneath a stack of non-metamorphic units. The metamorphic rocks (Ouled Hassine and Lalla Tittaf units) were exposed to erosion between the Autunian and Cretaceous.

The non-metamorphic units show decreasing ages from north to south and, in this direction, the following are superimposed: the Ordovician succession of Jebel Kharrou or the lower unit, the middle unit probably Devonian in age, and finally the Viseo-Namurian succession or the upper unit. These units overlie, via a shallow-dipping tectonic contact, the metamorphic units of Ouled Hassine (Devonian) and Lalla Tittaf (Paleoproterozoic?), both of which show a strong metamorphic gradient from greenschist to amphibolite facies. This contact is interpreted as an early detachment (D2) later reactivated by movement towards the south (D4).

The tectono-metamorphic evolution of Rehamna can therefore be interpreted in the following way:

Central and eastern Rehamna shared an early Hercynian history that began with the burial

of nappes to depths of 20-30 km (D1 deformation) at temperatures of more than 550°C, as shown by the Barrovian-type metamorphism that took place at the core of the inlier.

The crustal accretionary prism formed by underthrusting of the nappes was then subjected to gravity collapse that began during the thermal peak when the deep rocks were at their most ductile. This was expressed at depth by extreme ductile extension (D2 deformation), which displaced the upper nappes of the prism (Jebel-Kharrou Series) onto the deepest nappes (Ouled Hassine, and Lalla Tittaf units), with lamination of all the intermediate strata. The superposition of the non-metamorphic upper units onto the metamorphic lower units can thus be compared to a detachment.

This early structural pattern was later subjected to folding (P3) along a NNW-SSE axis verging WSW. Later southward-verging folding (P4) reactivated the contact between the metamorphic and non-metamorphic units (Jebel Kharrou thrust). The superposition of these deformation episodes is expressed, especially in eastern Rehamna, by structural virgations that are particularly well represented along the Jebel Kharrou ridge.

At the Permian-Carboniferous transition, the Hercynian history ended with the short-lived emplacement of granitic bodies (not represented in the present map area) and a significant dyke network. Because of their similar chemical nature, we can assume that the majority of these dykes supplied the Early Permian lava flows.

Résumé

La carte de Jebel Kharrou (feuille topographique à 1/50 000 type 1922, NI-29-V-1d) est située dans la partie méridionale de la Meseta occidentale. Là, la couverture crétacée-éocène, sub-tabulaire, est entaillée par l'érosion laissant ainsi apparaître en boutonnière le socle paléozoïque qui forme le massif hercynien des Rehamna. Dans le découpage de la chaîne hercynienne du Maroc, cette région appartient aux Rehamna orientaux, zone intensément déformée et métamorphisée en son cœur. Le métamorphisme régional atteint ici des faciès à staurotide et disthène, faisant des Rehamna la zone la plus fortement exhumée de la chaîne hercynienne d'Afrique du Nord.

Les principales étapes de l'évolution géodynamique de la Meseta marocaine se reflètent à travers les trois discordances régionales qui apparaissent sur la carte :

- les dépôts continentaux du Permien inférieur qui scellent les structures orogéniques hercyniennes.
- la couverture crétacé-tertiaire qui scelle des failles majeures post-autuniennes (horsts et grabens), en particulier la faille normale régionale des Ouled Ouggad qui traverse la feuille de l'ENE à l'WSW. C'est au jeu de cette faille post-permienne que l'on doit l'exhumation et l'érosion des terrains métamorphiques.
- la pénéplénation plio-villafranchienne qui tronque une vaste voussure alpine (miocène) faisant apparaître en boutonnière le Paléozoïque des Rehamna. Cette surface a été réhaussée par saccades au cours du Quaternaire, à une altitude actuelle d'environ 500 m, et subit aujourd'hui un nouveau cycle érosif.

La configuration actuelle des Rehamna répond donc à 3 étapes de structuration majeures : (i) l'orogénèse hercynienne, (ii) une phase carbonifère supérieur - permienne marquée par des intrusions granitiques (hors carte) et des dépôts conglomératiques et volcaniques et enfin (iii) le cycle alpin (*s.l.*) sous influence des ouvertures atlantique et téthysienne puis, à partir du Miocène, de la flexuration due aux mouvements atlasiques.

La couverture crétacé-éocène enferme la boutonnière paléozoïque dans la partie orientale de la carte. Le Trias est soupçonné sur les rives du barrage de Massira, dans la vallée de l'Oum er Rbia, mais l'essentiel des dépôts appartient à la série crétacé-éocène du Plateau des Gantour et du rebord sud du Plateau des Phosphates. Les niveaux calcaires du Crétacé supérieur subhorizontaux forment une cuesta dominant très nettement le socle hercynien.

Les dépôts continentaux du Permien inférieur d'abord conglomératiques puis volcaniques reposent exclusivement sur des séries paléozoïques très déformées et non-métamorphiques et jamais sur les séries métamorphiques. Il faut par conséquent admettre qu'à la fin de l'orogénèse hercynienne les terrains métamorphiques n'affleuraient pas encore et étaient recouverts par une pile d'unités non-métamorphiques.

La mise à l'érosion des terrains métamorphiques (Unités des Ouled Hassine et de Lalla Tittaf) est postérieure aux dépôts autuniens et antérieure au Crétacé.

Les Unités non-métamorphiques montrent des âges décroissants du nord vers le sud, dans cette direction sont superposées : les séries ordoviciennes du Jebel Kharrou ou Ensemble inférieur, les unités probablement dévoniennes de l'Ensemble médian et enfin la série viséo-namurienne de l'Ensemble supérieur.

Ces unités reposent par un contact tectonique peu incliné sur les Unités métamorphiques des Ouled Hassine (Dévonien) et de Lalla Tittaf (Paléoprotérozoïque) qui montrent, toutes deux, un fort gradient métamorphique de faciès schiste vert à amphibolite.

Ce contact est interprété comme un détachement précoce (D2) tardivement réactivé par un mouvement vers le sud (D4).

L'évolution tectonométamorphique des Rehamna peut dès lors être interprétée de la façon suivante :

Rehamna centraux et orientaux ont connu une histoire hercynienne précoce commune qui a d'abord vu l'enfouissement de nappes jusqu'à 20-30 km de profondeur (déformation D1) sous des températures de plus de 550° C, comme en témoigne le métamorphisme barrowien qui se développe au cœur de la boutonnière.

Le prisme d'accrétion crustal formé par l'empilement des nappes a ensuite subi les effets d'un écroulement gravitaire qui a débuté lors du pic thermique, lorsque les roches profondes étaient au maximum de leur ductilité. Ce phénomène s'est traduit en profondeur par une extension ductile extrême (déformation D2) qui a rapproché les nappes supérieures du prisme (Séries du Jebel-Kharrou) des nappes beaucoup plus profondes (Unités des Ouled Hassine, de Lalla Tittaf) en délaminant tous les niveaux intermédiaires. La superposition des Unités supérieures non-métamorphiques sur les Unités inférieures métamorphiques peut donc s'apparenter à un détachement.

Cette structuration précoce a subi par la suite une

déformation plicative (P3) d'axe NNW-SSE à vergence WSW. Un plissement ultérieur à vergence sud (P4) a réactivé le contact entre les unités métamorphiques et non-métamorphiques (chevauchement du Jebel Kharrou). La superposition de ces épisodes de déformation s'est traduite, notamment dans les Rehamna orientaux, par des virgations de structures particulièrement nettes sur le tracé de l'arête du Jebel Kharrou.

A la transition permo-carbonifère, l'histoire hercynienne s'est achevée par la mise en place, dans un laps de temps réduit, de corps granitiques (hors carte) et d'un important réseau filonien. De par leurs caractères chimiques communs, on peut supposer que la plupart de ces filons ont alimenté les épanchements volcaniques du Permien inférieur.

1. INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La carte de Jebel Kharrou (feuille topographique à 1/50 000 type 1922, NI-29-V-1d) est située dans l'ensemble des plaines et plateaux atlantiques constituant le domaine mésétien au sens de Michard (1976). On se trouve ici plus précisément dans la Meseta méridionale où la couverture crétacée-éocène, subtabulaire, du plateau des Gantour est entaillée par l'érosion laissant ainsi apparaître en boutonnière le socle paléozoïque qui forme le massif hercynien des Rehamna (fig. 1).

La région couverte par la carte se trouve à une centaine de kilomètres au nord de Marrakech et est accessible par la route principale n° 7 qui relie Casablanca à Marrakech.

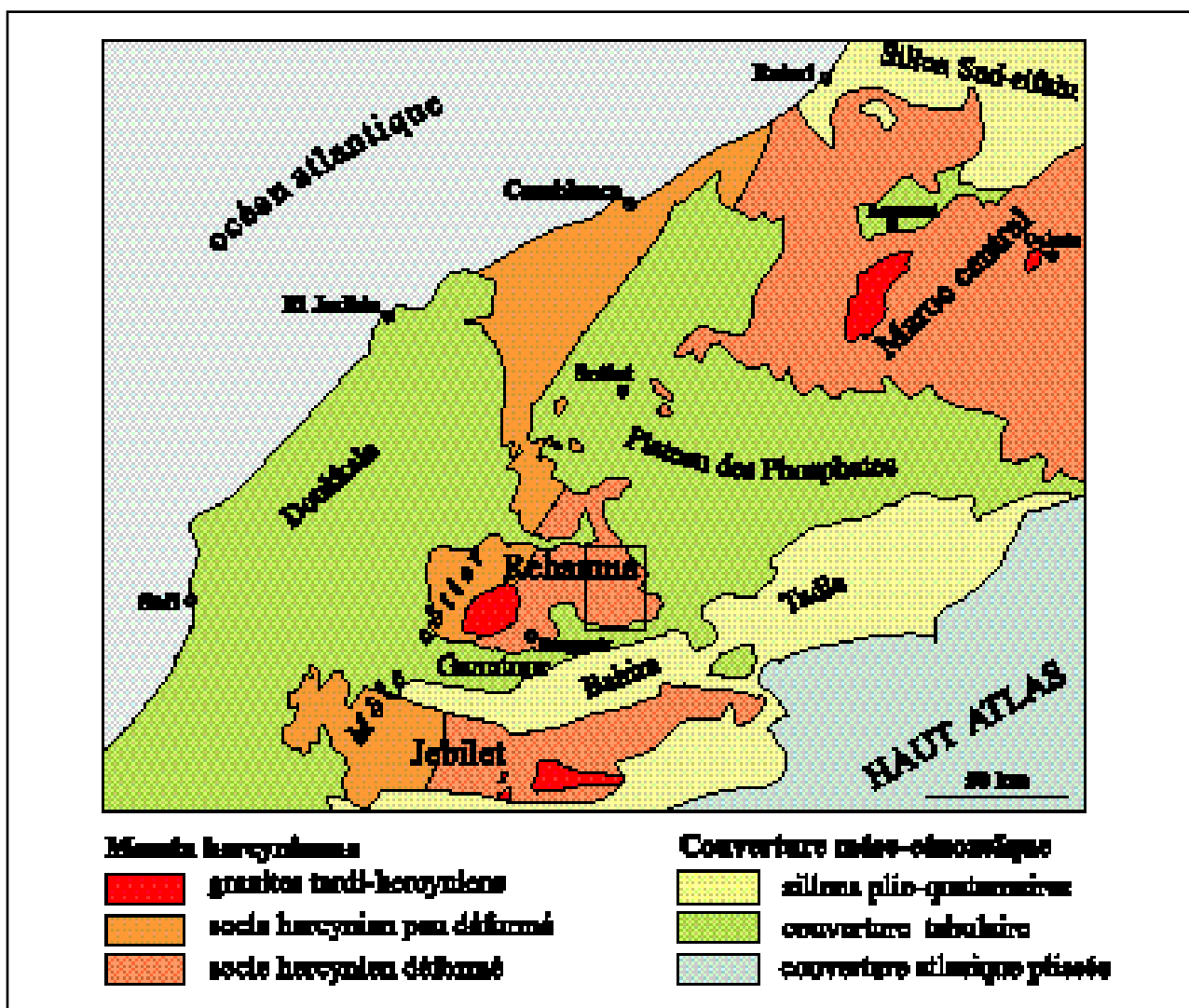


FIG. 1 : Localisation des Rehamna.

À l'est de la route, des pistes importantes donnent accès à l'ensemble du secteur : la piste reliant Skhour des Rehamna au douar Skoura (situé dans le coin NW de la feuille) puis Ouled Aïssa el Oued, la route de la mine des Ouled Hassine, asphaltée jusqu'à Souk el Had, non revêtue au-delà, jusqu'à la retenue du barrage el Massira. De cet axe, de nombreuses pistes partent vers le sud et le SE et permettent de parcourir assez aisément toute la région. Elles rejoignent la grande piste partant de Benguéir vers Nzalet el Hararcha et Maïat Sidi Ziane en longeant la corniche crétacé-éocène au bord sud de la carte ainsi que la piste sud-nord longeant le bord est de la feuille depuis Sidi Ziane jusqu'au lac du barrage.

D'un point de vue morphologique, la carte peut être divisée en plusieurs parties :

- au NW, l'arc Koudiat El Adam - Jebel Kharrou, souligné par des crêtes quartzitiques constitue la ligne de relief la plus importante de la région (point culminant au Medreb Jemal, 542 m). Vers le nord, dans la concavité de l'arc, le massif quartzitique d'Allahia (528 m) domine la vallée de l'oued Oum er Rbia au nord duquel le relief s'adoucit pour passer à une plaine alluviale emplies par le lac de retenue du barrage et limitée par la cuesta crétacé-éocène.
- au sud, l'arc du Jebel Kharrou est doublé par l'arc Skoura El Mesrane, formé de crêtes quartzitiques peu élevées (380 m), puis c'est une vaste plaine micaschisteuse dont la topographie est accidentée de reliefs soulignés par des petites crêtes de quartzites, calcaires et microdiorites. L'altitude, assez élevée vers l'ouest dans les collines de Dalaat el Had, El Menaat (472 m), diminue progressivement vers l'est, vers la vallée de l'oued Oum er Rbia ; les crêtes de Guelb Lahrach et Moulay Haïcham émergent d'une plaine quasi horizontale dominée à l'est par le plateau crétacé-éocène de Draa el Gassaa.
- enfin, vers le SW, les terrains métamorphiques sont limités par un escarpement de faille WSW-ENE et on passe dans une grande dépression drainée par un important réseau d'oueds. Le remplissage alluvionnaire important masque le socle paléozoïque qui ressort dans quelques collines peu élevées, le seul relief remarquable est l'arc de Dalaat souligné par les crêtes de calcaires viséens. La plaine est fermée vers le sud par la cuesta crétacé-éocène des Gantour.

Situé à une centaine de kilomètres de l'océan Atlantique, le massif des Rehamna connaît un climat continental avec des précipitations faibles (220 mm à Benguéir, 290 mm à Skhour des Rehamna) et se situe dans

l'étagé bioclimatique aride à semi-aride. Le réseau hydrographique est contrôlé par le fleuve Oum er Rbia qui passe au NW de la carte. Les oueds, temporaires, s'écoulent vers le nord et le NE. Au NW, l'oued Zraïkem entaille en cluse les reliefs quartzitiques de la région de Skoura. Vers le sud, un important réseau d'oueds a dégagé les terrains métamorphiques. On peut distinguer, dans les micaschistes, l'oued El Kébir entre Souk el Had et Ouled Aïssa ; l'oued Skhaira, rejoint par l'oued Guettara, ce dernier reçoit tous les oueds qui drainent la plaine alluviale du SW de la carte. Dans la partie sud de la carte, sur le rebord du plateau crétacé-éocène, les oueds s'écoulent vers le sud en direction de la dépression de la Bahira.

Le couvert végétal est quasi-inexistant, se limitant principalement aux reboisements d'eucalyptus.

La population, arabophone, est assez nombreuse malgré la rudesse du climat, la pauvreté des sols et la faiblesse des ressources en eau. Elle vit regroupée dans des douars qui sont surtout importants dans les plaines de l'est et se sont reconstruits après la réalisation du barrage de Massira ; nombreux sont les douars qui ne figurent pas sur le fond topographique. L'agriculture est l'activité principale avec l'élevage des ovins ; les cultures, surtout céréalières, sont largement tributaires des aléas climatiques même si l'irrigation est possible notamment autour de la retenue du barrage Al Massira. Les plantations de figuiers de barbarie, peu exigeants, connaissent un certain développement dans le nord de la région.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les premières observations géologiques sur le massif paléozoïque des Rehamna et sa couverture ont été faites dès le début du XX^{ème} siècle par Russo, Barthoux, Yovanovitch et Neltner. Ces travaux sont cependant restés surtout ponctuels et souvent inédits, comme par exemple la carte de Barthoux. Ils sont détaillés dans la thèse de Gigout (1951), monographie sur le très vaste domaine de la Meseta marocaine occidentale où est intégrée la première étude systématique du massif des Rehamna. La carte géologique à 1/200 000 (1954) qui l'accompagne restera d'ailleurs jusqu'à nos jours le seul document régulier publié sur la région. Ces travaux sont complétés en 1952 par une étude des confins orientaux du massif avec des levés cartographiques intégrés à la carte géologique à 1/200 000 de Benahmed el Borouj (1959). En ce qui concerne le Paléozoïque, Gigout établit la stratigraphie du Cambrien au Carbonifère grâce aux gisements fossilifères découverts dans les zones non métamorphiques. Sur la feuille Jebel Kharrou il identifie

ainsi l'Ordovicien dans le massif d'Allahia-Jebel Kharrou, le Silurien au sud d'El Mesrane et le Dinantien dans le SE de la feuille dans l'arc de Dalaat. Il reconnaît des formations métamorphiques épizonales (phyllades, micaschistes, gneiss) plissées qu'il attribue à l'Ordovicien, au Silurien et au Dévonien, il n'exclut pas la présence de Viséen au sein des séries métamorphiques. Il date la phase paroxysmale hercynienne du Carbonifère, antérieure aux conglomérats rouges et laves acides déposés en discordance sur le socle (à l'est du massif d'Allahia de part et d'autre de l'Oum er Rbia, à l'extrémité SE de l'arc du Jebel Kharrou et surtout dans la plaine de Nzalat el Hararcha). Ces dépôts sont attribués au Stéphanien-autunien. Gigout décrit les principales structures tectoniques, notamment les plis NNE-SSW déversés vers l'ouest et les structures en arc du Jebel Kharrou ; il reconnaît les différences de style de déformation entre les zones métamorphiques et non métamorphiques mais pense, conformément aux idées de son époque que le métamorphisme régional est antérieur aux déformations. Des descriptions des roches éruptives, granites, microgranites, rhyolites et trachyandésites, complètent le travail. Par la suite, M. Gigout publie une étude détaillée des conglomérats métamorphiques dévoniens où sont décrits notamment les affleurements de Sidi Kountar (1956).

Il faut attendre la fin des années 60 pour voir la reprise d'études géologiques sur le Paléozoïque des Rehamna. Michard, d'abord à Rabat, puis au Laboratoire de géologie structurale de Strasbourg, après des notes préliminaires (1967, 1968, 1969) entame l'étude systématique des zones métamorphiques du massif avec les thèses de Piqué (1972), Jenny (1974) et Hœpffner (1974) qui apportent une cartographie détaillée à 1/50 000 d'une grande partie des feuilles Skhour des Rehamna et Jebel Kharrou, une description lithostratigraphique du Paléozoïque et une analyse détaillée des événements tectoniques et métamorphiques hercyniens. Des travaux complémentaires seront menés par ce groupe jusqu'au début des années 80 sur l'ensemble du massif (Piqué, 1973, 1975 ; Guézou et Michard, 1976 ; Hœpffner *et al.*, 1975 ; Michard *et al.*, 1978) et un mémoire de synthèse (Michard coord., 1982) fera le point sur l'état des connaissances en donnant accès aux informations contenues dans les thèses, notamment les données cartographiques synthétisées sur une carte à 1/200 000. De ces travaux découlent les subdivisions structurales du massif en usage jusqu'à ce jour. La feuille Jebel Kharrou est ainsi située dans les Rehamna orientaux, à l'est de l'Accident des Ouled Zedness. Les attributions stratigraphiques des terrains métamorphiques sont argumentées par une comparaison détaillée avec les zones nord et orientale du massif. Sur la feuille

Jebel Kharrou sont ainsi distingués le Cambrien moyen probable au cœur de l'anticlinal de Koudiat el Adam, l'Ordovicien, daté en plusieurs points du massif d'Allahia et du Jebel Kharrou, le Silurien et le Dévonien avec les conglomérats métamorphiques et les formations micaschisteuses à calcaires et quartzites des Ouled Hassine qui affleurent ici depuis la région de Skoura (Dalaat el Goujgel) jusqu'à Souk el Had (Hajra el Hamra), le Carbonifère (Viséo-Namurien) avec les séries de Dalaat non métamorphiques et les micaschistes à amphibolites de Lalla Tittaf représentés sur cette carte par les affleurements alignés le long de la limite SE du horst de micaschistes (reliefs de Kaïs, Taouaf, Moulay Haïcham). L'évolution tectonométamorphique hercynienne est subdivisée en plusieurs épisodes dont le principal est un enchaînement plissement plus cisaillement à vergence ouest ; le métamorphisme régional barrowien croît du nord au sud pour atteindre le faciès amphibolite à staurotide. Le fort gradient constaté est interprété comme étant lié à une zone thermique superposée à une zone de cisaillement majeure localisée dans les Rehamna centraux et faisant partie de la Zone de cisaillement de la Meseta Occidentale, le long de laquelle s'affrontent les zones orogéniques de la Meseta et le Môle Côtier peu déformé (Piqué *et al.*, 1980, Piqué et Michard, 1989). La structure tectonique la plus spectaculaire sur cette carte est cependant l'arc du Jebel Kharrou, interprété comme un pli NW-SE déversé à couché vers le SW amenant en superposition anormale les terrains ordoviciens et siluriens peu métamorphiques sur les micaschistes attribués au Dévonien.

À partir de 1978, le Laboratoire de Géologie Dynamique de Marseille sous la direction de J. Sougy, entame également des travaux dans les zones métamorphiques des Rehamna, avec les thèses de Cornée (1982) et Corsini (1988) qui apportent des données complémentaires sur le massif, sa partie SE, la région de Benguéir (Cornée et Muller, 1981 ; Cornée *et al.*, 1982) et sa partie centro-occidentale avec notamment la mise en évidence du Précambrien de Sidi Ali (Corsini *et al.*, 1988 a). Ces travaux sont sous-tendus par une conception allochtoniste où les terrains paléozoïques sont découpés en unités rapprochées par des contacts tardifs, sub-horizontaux (Raïs Assa *et al.*, 1982). Sur la feuille Jebel Kharrou, Cornée rassemble ainsi les micaschistes à amphibolites dans une unité totalement allochtone (Unité de Benguéir), de même, l'extension vers le SE des éléments ordoviciens et siluro-dévonien allochtones l'amène à distinguer une unité tectonique du Jebel Kharrou désolidarisée de l'Ordovicien de Koudiat el Adam et Allahia. Les interprétations proposées s'opposent à la vision plutôt autochtoniste développée dans les travaux du groupe de Strasbourg et donnent lieu

à des discussions passionnées voire polémiques sur la structure générale de la Meseta marocaine sans déboucher pour autant sur une vision synthétique accordant les différentes hypothèses.

Par la suite, les travaux sur les Rehamna vont se raréfier, limités à quelques thèses de spécialités sur le métamorphisme thermique autour des granites (Bouyabaouène, 1984 ; El Mahi, 1991) où intégrés à des travaux thématiques portant sur l'ensemble de la Meseta avec notamment l'étude des granitoïdes hercyniens (Rosé, 1987 ; Lagarde, 1987, 1989, Diot, 1989) et la sédimentologie de l'Ordovicien (Hammoumi, 1988). Ces études sont l'occasion de réactualiser les travaux sur la zone de cisaillement de la Meseta occidentale traversant la feuille Skhour des Rehamna réinterprétée comme une zone décrochevauchante ductile (Lagarde et Michard, 1986) ou comme une zone de chevauchement ductile vers le SW replissée (Corsini *et al.*, 1988 b). Les auteurs s'accordent pour voir dans l'accident des Ouled Zedness la trace du chevauchement des Rehamna orientaux sur les Rehamna centraux ; quelque soit l'importance du recouvrement il ne permet pas d'expliquer la surcharge nécessaire à l'apparition du disthène qui serait toujours contrôlée en grande partie par le chimisme initial notamment au Kef el Mouneb (Guiraud, *in* Diot, 1989).

Les travaux les plus récents sont ceux d'Aghzer (1994), et Aghzer et Arenas (1995) qui présentent des données thermobarométriques dans la zone des micaschistes des Rehamna centraux et orientaux et proposent les premières interprétations de la condensation des isogrades par une tectonique extensive post épaississement faisant rejouer en détachement les grands accidents majeurs. Ce type de structures extensives, sous estimées, voire ignorées jusqu'ici commencent à peine à être prises en compte pour expliquer les particularités de cette partie de la chaîne hercynienne du Maroc (El Mahi *et al.*, 2000).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte géologique à 1/50 000 de Jebel Kharrou a été réalisée par le groupement BRGM-CID dans le cadre du Plan National de Cartographie Géologique du Maroc. Les travaux de lever de terrain ont été exécutés de mars à mai 2001 par une équipe pluridisciplinaire composée de 7 géologues :

- Baudin T. (BRGM) : coordinateur des levés, Unités métamorphiques et Unités non-métamorphiques ;
- Schoch J. (Univ. Neuchâtel) : terrains métamorphiques ;

- Razin P. (Univ. Bordeaux) : séries sédimentaires non-métamorphiques ;
- Youbi N. (Univ. Marrakech) : filons et volcanisme permien ;
- Chèvremont P. (BRGM) : filons et volcanisme permien ;
- Andriès D. (Société Alfa Sol) : couverture crétacée - tertiaire ;
- Hœppfner C. (Univ. Rabat) : séries du Jebel Kharrou ;
- Chihani E.-M. (CID) : hydrogéologie.

Les analyses et études des échantillons ont été confiées aux spécialistes suivants :

Paléontologie :

- S. Willefert, spécialiste des graptolites ;
- D. Vachard, spécialiste des microfaunes du Carbonifère (Université de Lille) ;
- J. Destombes, spécialiste des trilobites de l'Ordovicien ;
- J. Le Menn, spécialiste des crinoïdes (Université de Brest) ;
- M. Vidal-Riché, spécialiste des trilobites de l'Ordovicien (Université de Brest) ;

Au BRGM (Orléans) M. Tegye, P. Chèvremont et T. Baudin ont effectué les études pétrographiques. D. Thiéblemont a pris en charge l'interprétation des analyses géochimiques. L. Bailly a étudié les échantillons métallogéniques.

PRÉSENTATION DE LA CARTE DANS SON CADRE GÉOLOGIQUE

La feuille Jebel Kharrou fait partie du massif paléozoïque des Rehamna qui représente une boutonnière située entre le massif hercynien central (Maroc Central) au nord et les Jebilet au sud. Dans le découpage de la chaîne hercynienne du Maroc, cette région appartient à la Meseta occidentale, plus précisément aux zones tectoniques de la chaîne, intensément plissées et métamorphisées (fig. 1). C'est d'ailleurs dans le massif des Rehamna que le métamorphisme régional hercynien atteint son maximum d'intensité avec des faciès à grenat, staurotide et disthène.

Les terrains paléozoïques et plus anciens, représentés sur cette feuille, font partie de l'unité hercynienne des **Rehamna orientaux** située à l'est de l'accident des Ouled Zedness qui affleure sur la feuille adjacente de Skhour des Rehamna (fig. 2).

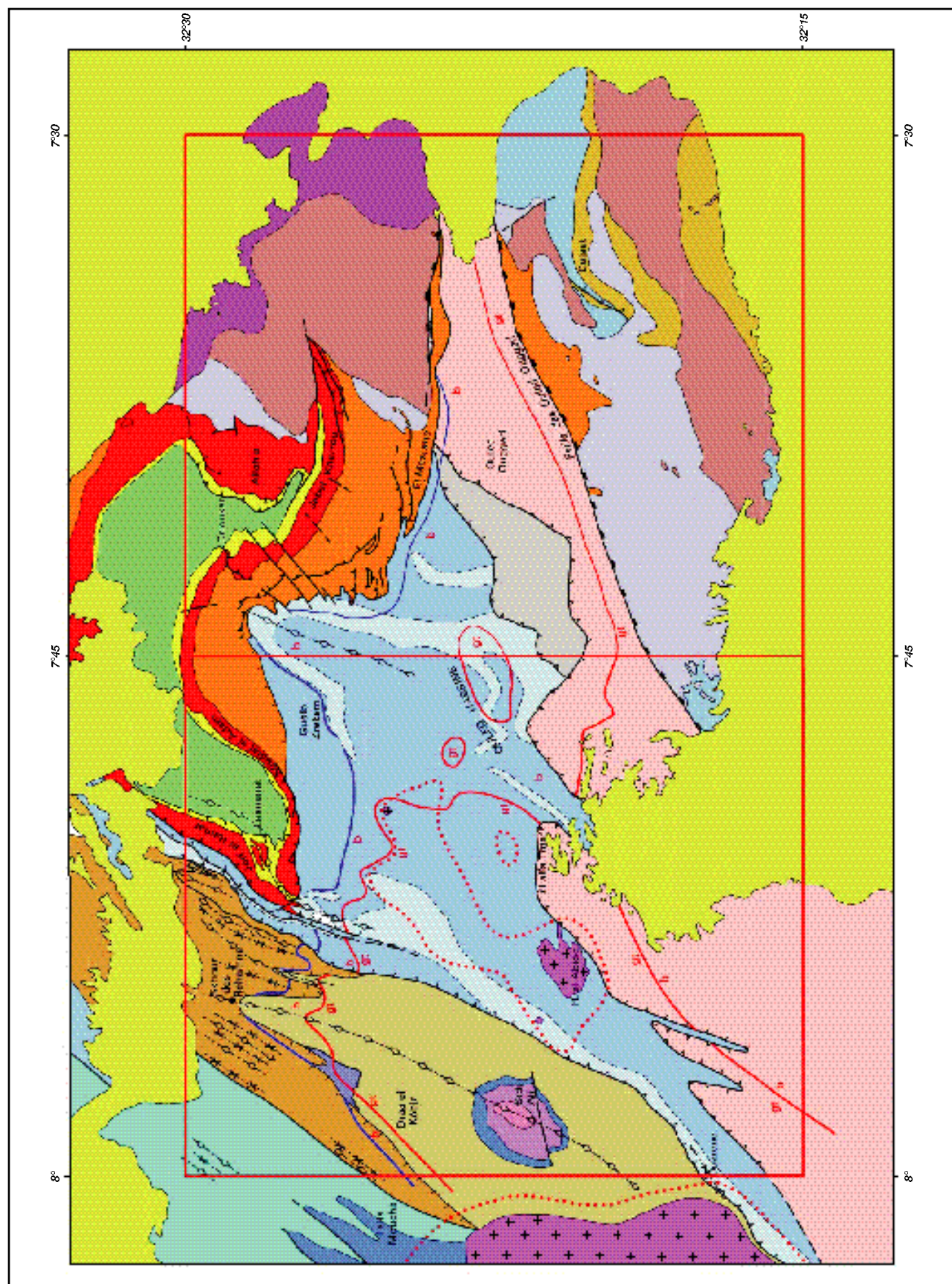
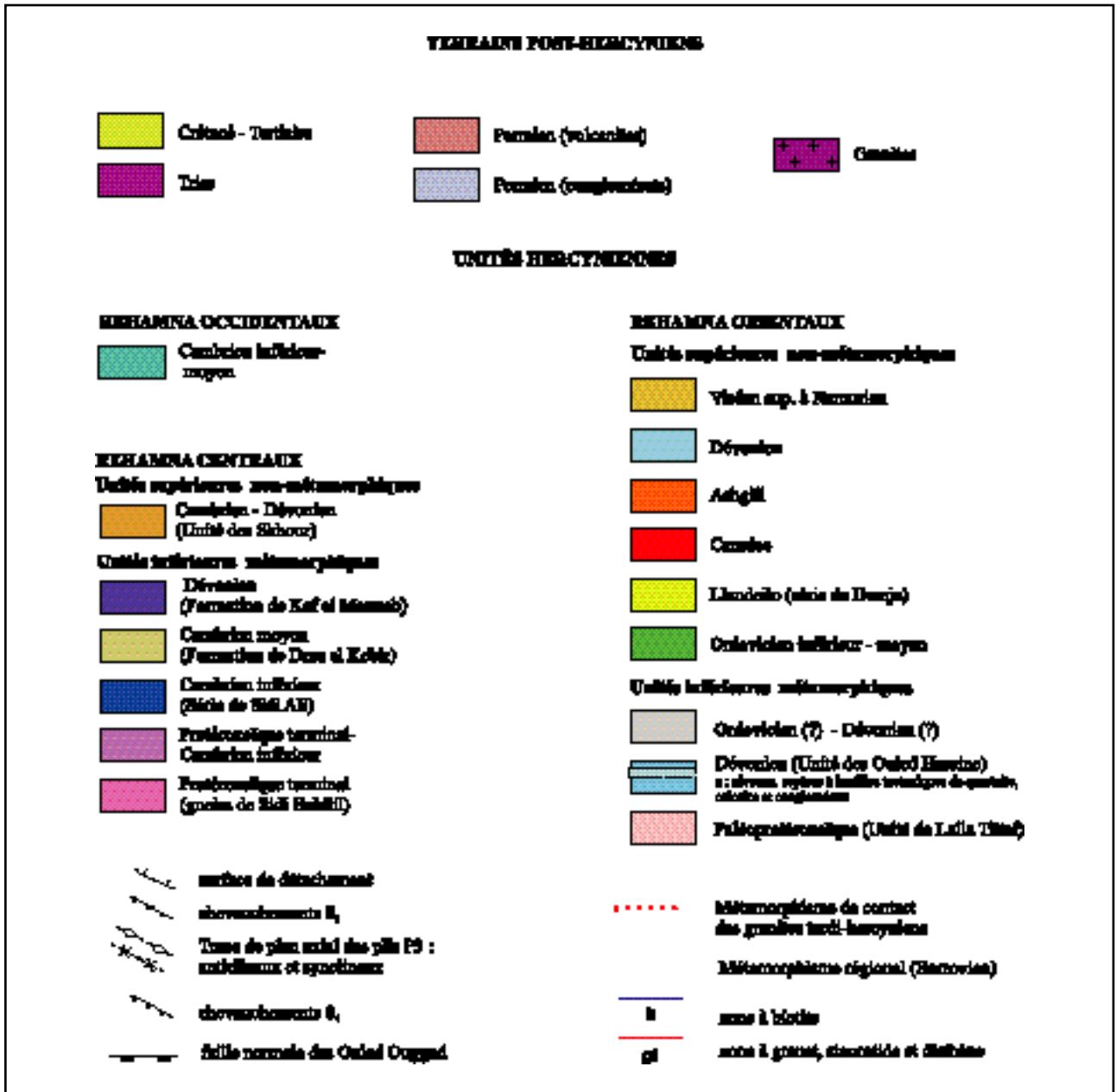


FIG. 2 : Schéma structural de la feuille de Jebel Kharrou (à droite).



Les *Unités hercyniennes des Rehamna orientales* ont été subdivisées, lors du lever de la carte, en 2 niveaux structuraux superposés, séparés par un contact tectonique faiblement incliné (détachement) : Les *Unités supérieures non-métamorphiques* et les *Unités inférieures métamorphiques*.

Les Unités supérieures non-métamorphiques comprennent 3 ensembles qui s'empilent du nord vers le sud : l'Ensemble inférieur (Ordovicien à Silurien), l'Ensemble médian (Dévonien) et l'Ensemble supérieur (Viséen moyen à Namurien). Ces Unités affleurent de part et d'autre d'un demi-horst qui est limité au sud par la faille majeure (N70°) post-autunienne des Ouled Ougad.

Ce demi-horst est composé par les Unités inférieures métamorphiques lesquelles montrent un gradient croissant vers le sud avec des paragenèses à staurolite, disthène et grenat. Dans ces terrains métamorphiques, 2 unités principales ont été distinguées : l'Unité dévonienne des Ouled Hassine, la plus haute dans la pile, et l'Unité de Lalla Tittaf qui pourrait correspondre au Paléoprotérozoïque. Entre les deux se situe l'Unité de Dalaat el Kahlat dont l'âge demeure inconnu.

La structure hercynienne emblématique de la carte affleure dans sa partie NW sous la forme d'un pli à vergence sud dont le Jebel Kharrou représente le flanc

inverse et le Massif d'Allahia le flanc normal.

Le Permien, largement représenté sur la carte, repose exclusivement sur les Unités supérieures non-métamorphiques. Il débute par des dépôts de sédiments rouges continentaux – à conglomérats prédominants – surmontés de laves intermédiaires (trachyte à dacite) ou plus rarement acides (rhyodacite, rhyolite). Ces formations affleurent à l'est des massifs d'Allahia et Jebel Kharrou où elles sont discordantes sur l'Ordovicien et, au SW, dans la vaste dépression de Nzalat el Hararcha Sidi Ziane où elles constituent un fossé d'effondrement tardif, en contact faillé (faille des Ouled Ouggad) avec les micaschistes de Lalla Tittaf. Les coulées et les dômes volcaniques ont été alimentés par les nombreux filons de roches subvolcaniques de même chimisme qui recoupent la plupart des entités anté-permiennes et parfois les sédiments rouges.

La couverture secondaire enserre la boutonnière paléozoïque dans la partie orientale de la carte. Le Trias est soupçonné au nord dans la vallée de l'Oum er Rbia, mais l'essentiel des dépôts appartient à la série crétacé-éocène du Plateau des Gantour et du rebord sud du Plateau des Phosphates. Les niveaux calcaires du Crétacé supérieur subhorizontaux forment une cuesta dominant très nettement le socle hercynien.

2. DESCRIPTION DES TERRAINS

UNITÉS HERCYNIENNES DES REHAMNA ORIENTAUX

Unités inférieures métamorphiques

Paléoprotérozoïque (?) : Unité de Lalla Tittaf

Les premiers auteurs englobaient les unités de Lalla Tittaf et des Ouled Hassine dans un seul et même ensemble, siluro-dévonien (Gigout, 1951) ou dévonodinantien (Michard, 1968). Plus tard, Jenny (1974) et Hœpffner (1974) ont été les premiers à distinguer ces deux unités, en attribuant à Lalla Tittaf un âge viséen supérieur-namurien. L'unité de Lalla Tittaf occupe la moitié méridionale de la fenêtre métamorphique des Rehamna orientaux. Elle est chevauchée au nord par les Unités supérieures non-métamorphiques et est bordée au sud par la faille post-autunienne des Ouled Ouggad. La localité type est située sur la colline de Lalla Tittaf, sur la feuille de Skhour des Rehamna (X = 268 020 ; Y = 198 030), qui, de par sa couleur sombre, caractérise bien l'aspect général de ces faciès.

L'Unité de Lalla Tittaf semble surmonter tectoniquement au NW l'unité de Dalaat el Kahlat qui la sépare de

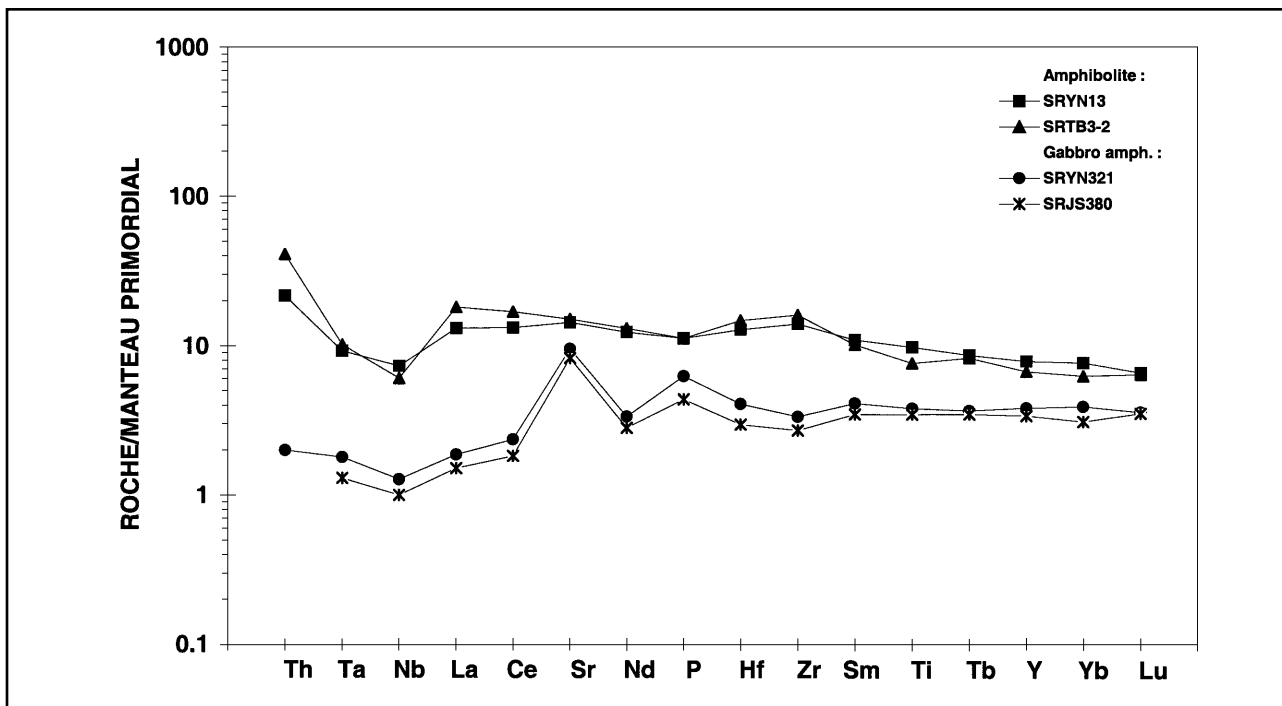


FIG. 3 : Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour les roches métamorphiques basiques de l'Unité de Lalla Tittaf.

l'Unité des Ouled Hassine mais les relations structurales avec ces dernières sont loin d'être claires. Il faut néanmoins supposer que leur juxtaposition est sans doute précoce car toutes trois sont affectées par les mêmes faciès métamorphiques, de type barrowien. Sur le terrain, le contact entre les micaschistes de l'Unité de Lalla Tittaf (PPZMs) et ceux de l'Unité de Dalaat el Khalat n'est guère précis. Il est surtout basé sur la présence de (mica-) schistes noirs et de lentilles d'amphibolite qui caractérise l'Unité de Lalla Tittaf.

MsLT : Série très tectonisée de schistes et micaschistes homogènes (métapélites) fins et sombres

Cet ensemble homogène de micaschistes sombres constitue la masse essentielle de l'Unité de Lalla Tittaf. Son épaisseur reste très imprécise et peut être estimée à un millier de mètres. La monotonie de cette série est quelquefois perturbée par l'apparition de niveaux finement laminés. Il faut aussi signaler la présence de rares petits horizons de quartzite à tourmaline ou d'épidotites. Comme l'intensité du métamorphisme croît du nord vers le sud, les faciès évoluent dans ce sens depuis des schistes vert-sombre à biotite vers des micaschistes à grenat et staurotide localisés le long de la faille tardive des Ouled Ougad.

Les paragenèses minérales inscrites dans ces micaschistes sont à staurotide, grenat, biotite brune, muscovite dans les plus hauts degrés métamorphiques et à biotite, chlorite phengite et rare chloritoïde pour les degrés plus faibles. Le quartz est évidemment présent mais en quantité modérée. Les minéraux opaques, assez abondants et surtout sous forme de magnétite, confèrent à la roche sa couleur sombre parfois noire. Le plan de débit des micaschistes correspond à des schistosités composites dont la principale est S2. Les plissements synschisteux ultérieurs sont néanmoins fréquents et développent à l'intérieur des micaschistes une microcristallisation intense.

La nature très alumineuse de ces micaschistes, qui se révèle au travers des paragenèses minérales, caractérise des sédiments pélitiques très évolués probablement déposés dans un bassin distal ou encore sur un plancher océanique si l'on en croit les analyses chimiques des gabbros intrusifs (feuille de Skhour des Rehamna).

AmLT : Amphibolites en lentilles tectoniques

Les boudins d'amphibolite témoignent de l'extension intense subie par le bâti métamorphique lors la déformation synmétamorphe D2 (désépaississement de la chaîne hercynienne). Leur épaisseur, variable, n'excède jamais quelques mètres, pour des longueurs

atteignant rarement plusieurs décimètres. Ils montrent des extrémités avec des recristallisations quartzeuses et sont moulées par la schistosité composite S1/2 des micaschistes encaissants. Dans certains cas, les boudins montrent une orientation préférentielle des minéraux qui se prolongent à travers la roche. Les amphibolites sont aujourd'hui interfoliées dans les micaschistes, mais compte tenu des déformations extrêmes, on ne peut trancher entre une géométrie originelle en filon, en sill ou même en coulée. Ces boudins d'amphibolite sont parfois associés à des niveaux siliceux finement rubanés à aspect de métavolcanite

Les amphibolites se distinguent des gabbros amphibolitisés (qui affleurent uniquement sur la feuille de Skhour des Rehamna) par deux caractères : d'une part un grain nettement plus fin, généralement inférieur à 1 mm et ne dépassant jamais 2 mm, et d'autre part une foliation tectono-métamorphique bien marquée parfois accompagnée d'une linéation à amphibole synchrone du boudinage.

L'étude des lames minces montre une texture grano-nématoblastique, avec des reliques à tendance doléritique. Comme dans les métagabbros l'amphibole est très abondante et peut pseudomorphoser du clinopyroxène. Les autres minéraux, interstitiels par rapport à l'amphibole, sont les suivants : plagioclase plus ou moins altéré en zoïsite, quartz, chlorite vert pâle et minéraux accessoires comprenant des oxydes de fer et/ou de titane, relativement abondants, et de l'apatite.

Chimisme

Deux analyses chimiques d'échantillons de la carte de Skhour des Rehamna (tabl. 1) montrent que les amphibolites se distinguent des métagabbros par une composition nettement moins basique ($\text{SiO}_2^* = 50$ à 54 %), moins alumineuse ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,5$ à 17,1 %) et moins riche en Cr (151 à 264 ppm) et en Ni (38 à 57 ppm), et surtout par un rapport FeO/MgO beaucoup plus élevé : de l'ordre de 1,5 contre 0,8 dans les métagabbros. Les spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (fig. 3) sont moins appauvris que pour les métagabbros, sont peu fractionnés entre La et Yb et présentent des anomalies négatives modérées en Ta et Nb. Ces spectres sont voisins de ceux de tholéiites d'arc ou de bassin arrière-arc actuels. Dans le diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ (fig. 4) les amphibolites se situent dans le champ des basaltes arrière-arc.

m LT : Métarhyolites peralumineuses à patine orangée, en coulées ou en filons

Ces roches très rares apparaissent à 2 km au NE de

TABLEAU 1 : Analyses chimiques de roches méta-magmatiques du Protérozoïque et de leucogranites hercyniens.
 Analyses du CRPG (Nancy, France) par émission-ICP pour les éléments majeurs et par ICP-MS pour les éléments en traces
 < L.D. : teneur inférieure à la limite de détection de la méthode
 $\text{SiO}_2^* = \text{SiO}_2 \times \text{Total} / (\text{Total} - \text{PF})$: teneur en SiO_2 après correction prenant en compte la perte au feu (PF)
 $\text{A/CNK} = (\text{Al}_2\text{O}_3/102) / (\text{CaO}/56 + \text{Na}_2\text{O}/62 + \text{K}_2\text{O}/94)$: indice d'aluminosité
 Échantillons SR : carte de Skhour des Rehamna ; JK : carte de Jebel Kharrou.

Age	Paléoprotérozoïque : Unité de Lalla Tittaf					Néoproté- rozoïque	Stéphanien à Autunien (tardi-Hercynien)							
Nature	lentilles		corps intrusif		coulée	dôme ?	pluton intrusif				filon	pluton intrusif		
Symbole	PPZAm		PPZm		PPZm	NPmμ	hSL				hSL F	hSpL	carte de Sebti des Brikyine	
Lithologie	amphibolite		gabbro amphibolitisé		méta- rhyolite	méta- microgranite	leucogranite à grain moyen à deux micas				leucogra- nite fin	micro- leucogranite	leucogranite de Labrikyine	
N° éch.	SRYN13	SRTB3-2	SRYN321	SRJS380-1	JKTb154-3	SRYN220	SRPC04-1	SRPC23-1	SRYN38	SRYN40	SRYN39	SRYN295	PC59	PC60
Coord. X	275 668	275 222	267 782	267 435	286 842	258 292	264 180	262 323	265 295	272 027	264 671	261 757	248 640	243 653
Coord. Y	194 080	193 917	196 248	196 752	199 130	199 122	197 525	198 337	197 695	204 904	196 223	204 669	191 789	197 152
SiO ₂ (%)	48,81	52,46	46,16	46,67	75,12	70,31	74,35	72,08	71,35	73,18	72,80	75,03	76,73	76,79
TiO ₂	1,78	1,39	0,69	0,63	< L.D.	0,39	< L.D.	0,05	0,11	0,11	< L.D.	< L.D.	0,06	0,09
Al ₂ O ₃	15,46	17,13	19,80	20,77	14,22	13,68	15,94	15,91	15,76	15,47	15,49	14,12	12,34	12,44
Fe ₂ O _{3t}	11,49	9,31	7,80	6,91	1,36	4,91	1,19	0,97	1,32	1,52	1,20	1,01	1,47	1,23
MnO	0,20	0,16	0,15	0,14	0,12	0,05	0,22	< L.D.	0,04	< L.D.	< L.D.	0,04	0,04	0,03
MgO	7,07	5,65	8,85	7,51	0,14	0,31	0,16	0,14	0,25	0,21	0,13	< L.D.	< L.D.	< L.D.
CaO	10,29	9,29	12,02	13,20	0,30	0,63	0,84	0,91	1,04	0,34	0,64	0,39	0,43	0,55
Na ₂ O	2,27	1,50	2,14	2,18	4,90	2,80	2,97	4,81	3,81	2,10	3,25	3,58	3,43	3,40
K ₂ O	0,26	0,10	0,10	0,09	2,56	5,89	2,60	3,85	4,78	4,92	4,92	4,44	4,75	4,70
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,10	0,07	0,11	0,10	0,07	0,12	0,17	0,09	0,15	0,08	< L.D.	< L.D.
PF	2,43	2,66	2,57	1,88	0,96	0,93	1,39	0,93	1,17	1,86	1,13	0,98	0,41	0,41
Total	100,24	99,83	100,38	100,05	99,79	100,00	99,73	99,77	99,80	99,80	99,71	99,67	99,66	99,64
SiO ₂ * (%)	50,02	53,90	47,37	47,56	75,85	70,97	75,40	72,76	72,20	74,57	73,63	75,78	77,05	77,11
A/CNK	-	-	-	-	1,25	1,13	1,73	1,16	1,18	1,64	1,31	1,13	1,07	1,06
FeO/MgO	1,46	1,48	0,79	0,83	8,75	14,27	6,70	6,24	4,76	6,52	8,32	-	-	-
Cs (ppm)	0,90	1,50	0,50	0,30	17,00	2,10	3,70	3,60	5,20	3,50	5,60	5,40	2,50	3,90
Rb	6,10	1,90	3,10	1,90	364,50	165,40	172,10	152,20	196,60	200,80	268,10	285,40	248,10	258,80
Ba	119,70	19,60	27,60	11,40	244,20	1628,20	71,90	373,50	297,00	428,70	61,40	74,00	86,80	125,90
Sr	261,70	274,40	174,10	150,70	88,10	57,70	42,80	159,00	111,80	113,00	38,00	30,00	14,70	27,10
Th	1,80	3,30	0,20	< L.D.	3,00	14,10	1,30	2,60	4,00	5,10	1,90	5,50	38,40	38,30
U	0,50	1,00	< L.D.	< L.D.	5,60	2,20	1,50	4,00	3,30	12,40	3,00	4,40	5,60	7,10
Ta	0,30	0,40	0,10	0,10	10,10	1,40	5,50	1,50	3,10	4,10	4,20	4,40	3,80	2,90
Nb	4,50	3,70	0,80	0,60	24,70	21,20	17,90	5,00	14,40	18,50	14,20	16,80	24,20	21,10
Hf	3,40	4,00	1,10	0,80	3,20	19,00	1,30	1,90	2,00	2,50	1,50	2,10	3,60	4,10
Zr	136,60	156,60	32,60	26,40	21,70	728,30	19,10	57,10	50,90	64,50	22,80	29,50	77,10	104,50
Y	31,30	26,70	15,20	13,50	7,50	60,40	10,90	7,10	17,20	26,80	11,90	16,80	31,80	26,80
V	264,10	194,10	162,30	146,00	1,60	6,50	2,10	5,20	7,20	5,60	6,70	< L.D.	3,00	4,20
Co	37,90	31,20	39,90	34,60	0,90	1,20	0,70	0,80	1,30	0,50	1,30	1,00	1,10	1,00
Cr	264,00	151,40	417,20	384,80	43,60	35,30	20,60	29,30	19,20	12,40	18,70	22,50	42,10	25,00
Ni	57,00	38,20	158,10	131,70	7,50	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	5,70	< L.D.
La	8,10	11,20	1,10	0,90	2,20	88,60	3,40	6,80	11,60	11,00	4,60	4,90	20,20	19,60
Ce	21,20	27,10	3,80	2,90	6,60	181,90	6,10	13,70	24,10	22,30	10,10	10,80	53,10	50,90
Pr	3,00	3,50	0,70	0,60	0,90	22,90	0,80	1,60	2,90	2,80	1,20	1,50	6,00	5,60
Nd	14,70	15,50	4,00	3,40	3,20	88,40	2,90	5,70	10,30	10,50	4,60	5,50	21,50	18,80
Sm	4,30	4,00	1,60	1,40	2,10	15,80	0,90	1,50	2,40	3,00	1,80	2,20	5,00	4,10
Eu	1,60	1,40	0,70	0,70	0,10	2,50	0,40	0,60	0,60	0,60	0,20	0,10	0,20	0,40
Gd	5,30	4,40	2,30	2,20	1,80	12,10	1,00	1,20	2,50	3,60	1,70	2,00	4,30	3,40
Tb	0,80	0,80	0,40	0,30	0,40	2,10	0,20	0,20	0,50	0,60	0,40	0,40	0,80	0,60
Dy	5,40	4,60	2,50	2,40	1,60	12,50	1,80	1,30	3,10	3,80	2,20	2,80	5,00	3,90
Ho	1,10	1,00	0,50	0,50	0,20	2,40	0,30	0,20	0,60	0,90	0,40	0,60	1,10	0,90
Er	3,10	2,80	1,60	1,30	0,40	6,30	1,00	0,80	1,60	2,50	1,10	1,70	3,60	2,90
Tm	0,50	0,40	0,20	0,20	0,10	1,00	0,20	0,10	0,30	0,40	0,20	0,30	0,70	0,60
Yb	3,20	2,60	1,60	1,30	0,40	6,70	1,50	0,80	2,00	2,80	1,40	2,30	5,00	4,40
Lu	0,40	0,40	0,20	0,20	0,00	1,10	0,20	0,10	0,30	0,40	0,20	0,30	0,80	0,70
Be (ppm)	-	-	-	-	22,00	1,80	36,80	50,20	17,70	44,20	28,30	11,50	8,70	6,70
Bi	-	-	-	-	2,10	< L.D.	2,20	9,20	0,30	4,00	0,80	1,20	< L.D.	< L.D.
Mo	-	-	-	-	5,30	3,10	1,80	2,20	1,80	1,30	1,80	1,50	6,00	2,30
Sn	-	-	-	-	29,50	3,60	15,60	8,40	11,00	13,60	26,80	12,50	1,30	2,90
W	-	-	-	-	2,50	1,40	2,30	0,90	1,80	3,70	2,80	3,50	1,70	0,90
Pb	-	-	-	-	46,10	18,70	25,90	108,80	40,70	51,90	49,00	22,30	10,30	13,50
Zn	-	-	-	-	70,60	87,10	11,40	39,60	25,80	37,40	14,10	21,30	9,40	15,20

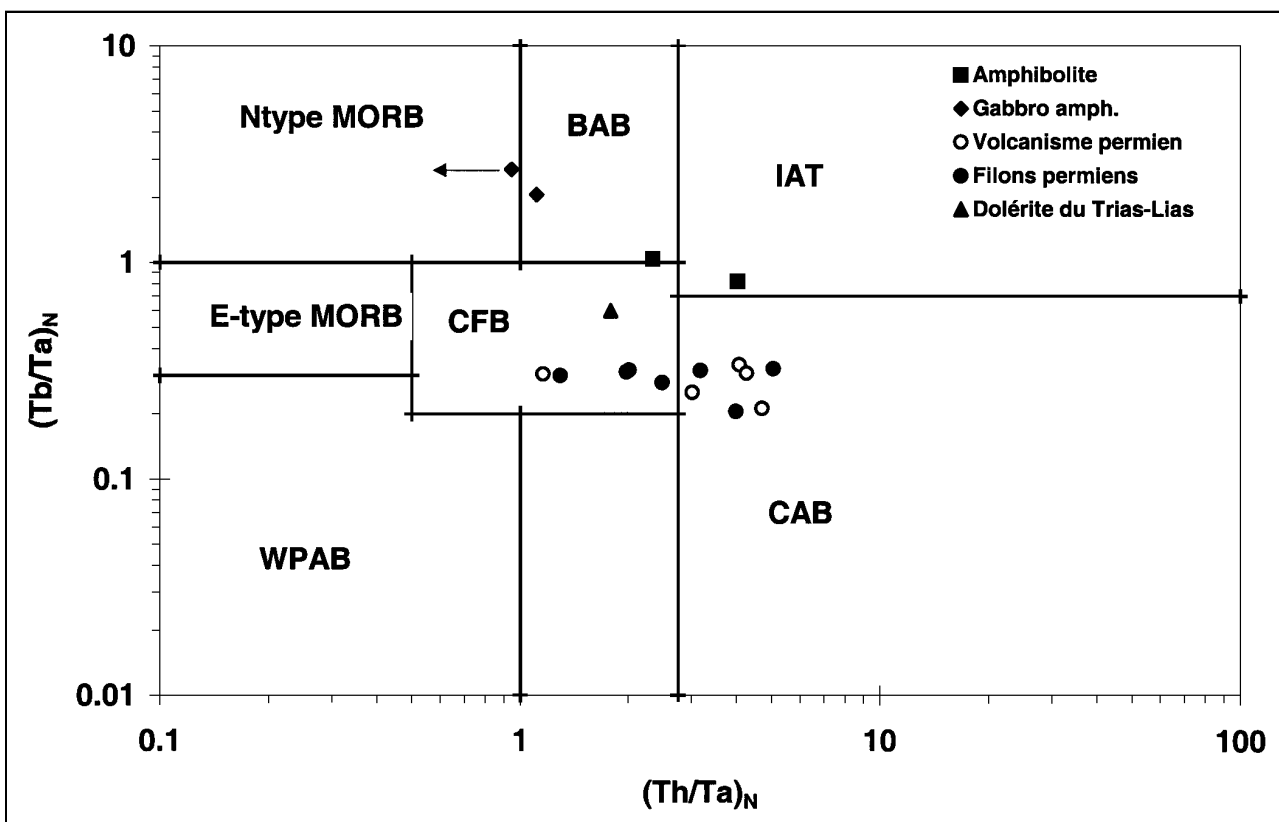


FIG. 4 : Diagramme $(Tb/Ta)_N$ vs. $(Th/Ta)_N$ (Thiéblemont *et al.*, 1994) pour les roches métamorphiques basiques de l'Unité de Lalla Tittaf, pour les roches subvolcaniques (filons) et volcaniques du Permien et pour une dolérite du Trias-Lias.

La flèche indique la position possible du gabbro amphibolitisé SRJS380-1 dans le diagramme, le report de cette roche ayant été effectué en admettant une teneur en Th égale à la limite inférieure de détection (soit 0,1 ppm).

Champs de référence :

N-MORB - basaltes de ride médio-océanique de type appauvri (N-type MORB), **E-MORB** - basaltes de ride médio-océanique de type enrichi (E-type MORB), **WPAB** - basaltes alcalins intraplaques ; **CFB** - tholéiites continentales, **BAB** - tholéiites de bassin arrière-arc, **IAT** - tholéiites d'arc, **CAB** - basaltes calco-alcalins de marge active.

Ksakis (X = 286 800 ; Y = 199 200) dans le lit de l'oued Guettara (X = 291 800 ; Y = 202 250) ou encore au NW d'Outed (X = 296 100 ; Y = 201 440). D'épaisseur métrique, elles constituent des niveaux lenticulaires interfoliés et parfois répétés dans les schistes à biotite de Lalla Tittaf. Leur patine orangée tranche nettement avec l'encaissant micaschisteux plutôt sombre. Comme pour les amphibolites, il est difficile de statuer entre une origine filonienne ou une coulée. Néanmoins au point de coordonnées X = 286 800 et Y = 199 200, zone exceptionnellement préservée de la déformation, l'une de ces métarhyolites montre des structures internes d'écoulement visqueux et convolute qui pourrait se rapporter à un écoulement en surface d'une lave (photo 1). De plus, à proximité de ce niveau métrique de métarhyolite, affleurent de discrètes couches de marbre bleu mais surtout une lentille de pépérite (décrite

ci-après) qui confirmerait l'hypothèse d'épanchement de laves sous marines.

Une analyse chimique (tabl. 1) montre que cette métarhyolite est très siliceuse ($SiO_2 = 75\%$), peralumineuse ($A/CNK = 1,25$) et présente des anomalies positives en Be (22 ppm), Sn (29,5 ppm), W (2,5 ppm), Pb (46 ppm) et Bi (2,1 ppm), comme dans le cas des leucogranites peralumineux hercyniens de la carte de Skhour des Rehamna (tabl. 1). En revanche, elle se distingue de ces derniers par un caractère nettement moins potassique : $K_2O = 2,56\%$ dans la rhyolite contre 3,85 à 4,92 % dans les leucogranites. Le spectre de terres rares (fig. 5) et le spectre multi-élémentaire (fig. 6) montrent néanmoins que la roche présente l'ensemble des traits géochimiques caractéristiques des leucogranites peralumineux les plus évolués : effondrement des

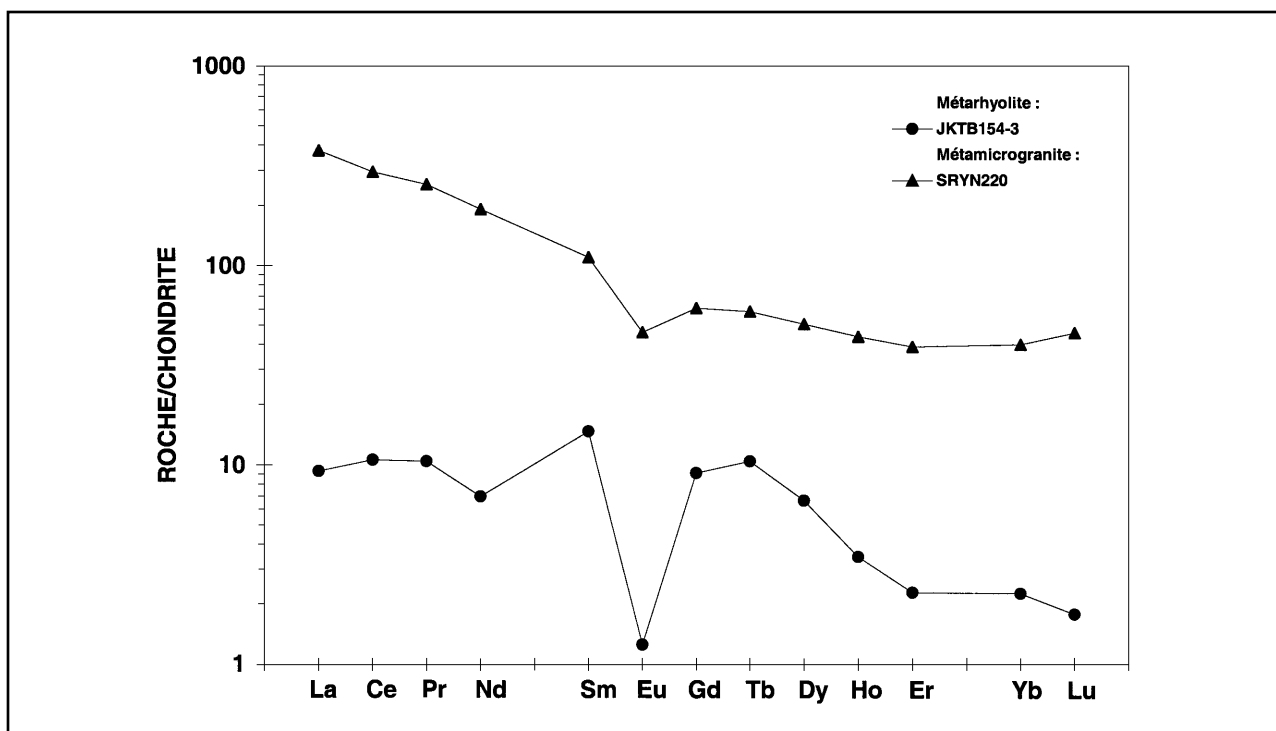


FIG. 5 : Spectre de terres rares normalisé aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour une métarhyolite de l'Unité de Lalla Tittaf et un méta-microgranite mylonitique du Néoprotérozoïque.

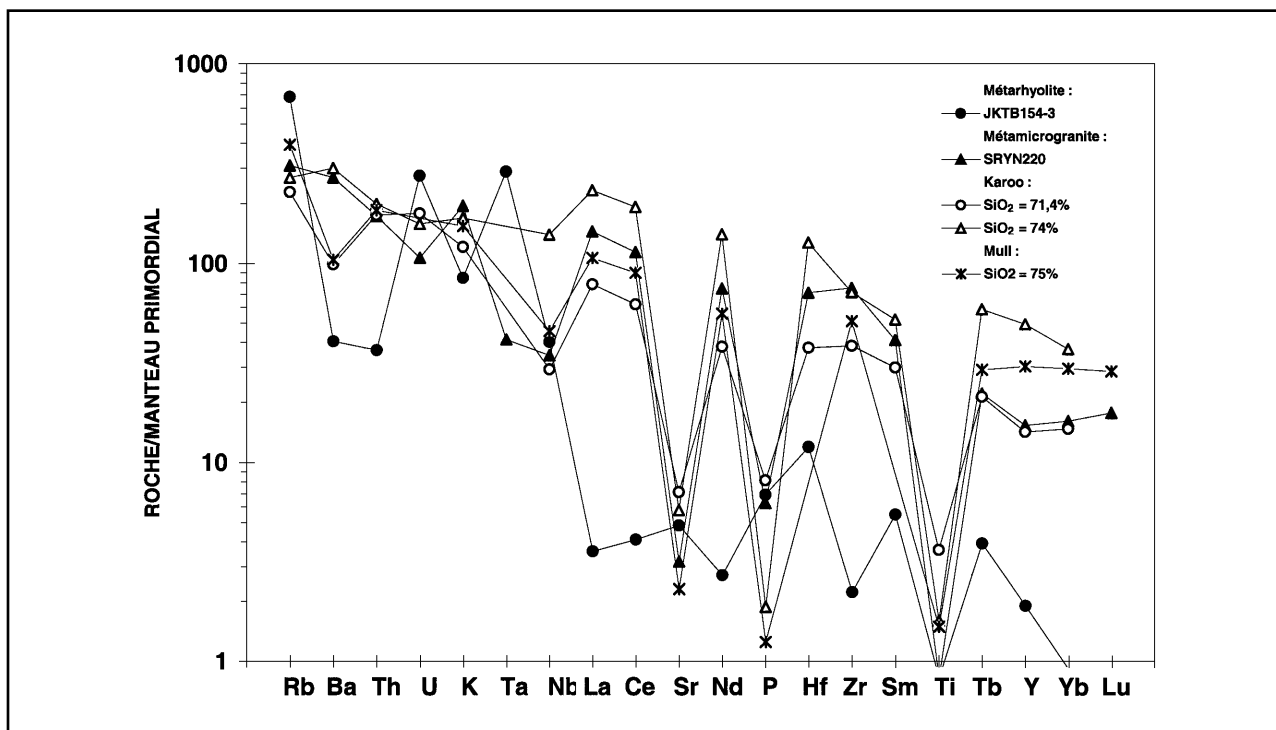


FIG. 6 : Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour une métarhyolite de l'Unité de Lalla Tittaf et un méta-microgranite mylonitique du Néoprotérozoïque. Comparaison avec des rhyolites et un granite de type High-Al - Low-Yb de la province du Karoo et de la province volcanique tertiaire de Grande Bretagne.



PHOTO 1 : Figures d'écoulement dans une métarhyolite peralumineuse de l'Unité de Lalla Tittaf (X = 286 820 ; Y = 199 140).

teneurs en terres rares légères, Th, Sr, Hf, Zr, P et Ti, anomalies négatives marquées en Eu et Ba, enrichissement très marqué en Rb (364,5 ppm) et Ta (= 10,1 ppm). Il est probable que la teneur modérée en K₂O traduise une évolution sodique caractéristique des termes extrêmes des lignées peralumineuses (La Roche *et al.*, 1980).

m LT : Pépélite : brèche à lapillis basaltiques riches en verre, et ciment sédimentaire à fragments de méta-grès

Repérée en un seul point, au NE de Ksiki (X = 286 800 ; Y = 199 200), cette roche a révélé son identité par son examen en lame mince. Des roches similaires existent probablement ailleurs mais ont sans doute été confondues avec des niveaux de grès fins sombres ou encore avec des lentilles d'amphibolites finement recrystallisées. Située à proximité d'une métarhyolite cette brèche volcanosédimentaire témoigne d'un écoulement en milieu aquatique.

Âge de l'Unité de Lalla Tittaf

L'âge de la série de Lalla Tittaf, jusqu'alors considéré comme Viséen supérieur à Namurien (Michard, 1982 ; Cornée, 1982 ; Corsini, 1988) est dorénavant attribué au Paléoprotérozoïque sur la base de la datation (Cocherie, 2001) d'une intrusion de métagabbro à 2136 ± 17 Ma par la méthode U-Pb sur zircons à la microsonde ionique (SHRIMP), réalisée sur la feuille de Skhour des Rehamna. C'est l'âge le plus ancien trouvé au nord de la faille sud-Atlantique. Les métasédiments appartiendraient donc au Sidérien ou au Rhyacien, c'est-à-dire au Paléoprotérozoïque inférieur : PI de l'Anti-Atlas,

Birimien du bouclier NW africain ou Transamazonien de la Guyane.

La série de Lalla Tittaf constituerait donc le socle, insoupçonné jusqu'alors, de la couverture paléozoïque des Rehamna et représenterait les terrains les plus anciens du bloc nord-Marocain. D'autres arguments viennent conforter cette hypothèse :

- L'attribution de l'Unité de Lalla Tittaf au Viséen supérieur s'appuyait uniquement sur le caractère bimodal (acide et basique) des associations magmatiques qu'elle contenait. Or, ce type de magmatisme existe aussi dans le Paléoprotérozoïque. De plus, la lithologie ne présente aucune analogie de faciès avec les séries adjacentes non-métamorphiques datées du Viséen supérieur-Namurien (Formations de Dalaat et de Hamed el Haj).
- Deux analyses chimiques (tabl. 1) permettent de montrer (fig. 3) que les gabbros intrusifs, présents uniquement sur la feuille voisine de Skhour des Rehamna, ont une affinité clairement océanique. De telles lignées magmatiques ne sont pas connues dans le magmatisme paléozoïque, alors que des intrusions identiques et de même âge caractérisent le "Birimien" de l'Afrique occidentale et de la Guyane.
- Le Protérozoïque terminal (593 ± 8 Ma ; Cocherie, 2001) existe dans les Rehamna centraux sur la feuille adjacente de Skhour des Rehamna (métavolcanites de Sidi-Balihil). Les Rehamna offriraient donc la même configuration paléogéographique que la boutonnière de la Tagragra d'Akka, dans l'Anti-Atlas, où le PIII repose directement en discordance sur le PI.

Ordovicien à Dévonien

or-dmSt : Ordovicien à Dévonien (?). Unité de Dalaat el Kahlat : métasiltites à passées gréseuses, souvent bioturbées

Cette unité, de couleur vert-sombre forme les reliefs de Dalaat el Kahlat. Elle est intercalée entre les Unités des Ouled Hassine et de Lalla Tittaf. D'abord incluse dans l'Unité de Lalla Tittaf par Hœpffner (1974) puis par Cornée (1982), cette série offre cependant des caractères spécifiques qui justifient son individualisation. Malgré son faciès métamorphique (zone à biotite), elle montre encore les traces d'une bioturbation intense qui la distingue des schistes homogènes de Lalla Tittaf. Décrite comme "quartzophyllites" par Cornée (1982) la roche présente en lame mince des ségrégations centimétriques de quartz et de micas. A l'affleurement les silts peuvent progressivement passer à de véritables bancs gréseux qui se montrent tout aussi bioturbés. A l'inverse, on peut aussi trouver des passages dépourvus de quartz qui prennent l'aspect de schistes homogènes. Cornée (1982) signale également la présence de niveau de

chloritoschistes riches en plagioclases et sphène qu'il interprète comme des métavolcanites.

Le faciès bioturbé qu'affiche cette formation, révélant une activité biologique intense connue à partir du Cambrien, nous a contraint à la distinguer de l'Unité paléoprotérozoïque de Lalla Tittaf. De tels faciès pourraient rappeler ceux du groupe ordovicien de Laananat-Drioukat ("Schistes en dalles" du Maroc Central), ou encore ceux associés aux quartzites des Skhour orientaux, sur la feuille de Skhour des Rehamna. Pour cette raison, on peut envisager pour cette unité un âge ordovicien à dévonien.

Dévonien (?) : Unité des Ouled Hassine

L'Unité des Ouled Hassine tire son nom de la région située en bordure ouest de la feuille. Nous avons signalé précédemment que cette unité, regroupée avec l'Unité de Lalla Tittaf par Gigout (1951) et Michard (1968) a été distinguée par Jenny (1972) et Hœpffner (1974). C'est dire que la distinction entre les deux unités est loin d'être évidente, du moins lorsqu'elles affichent des faciès

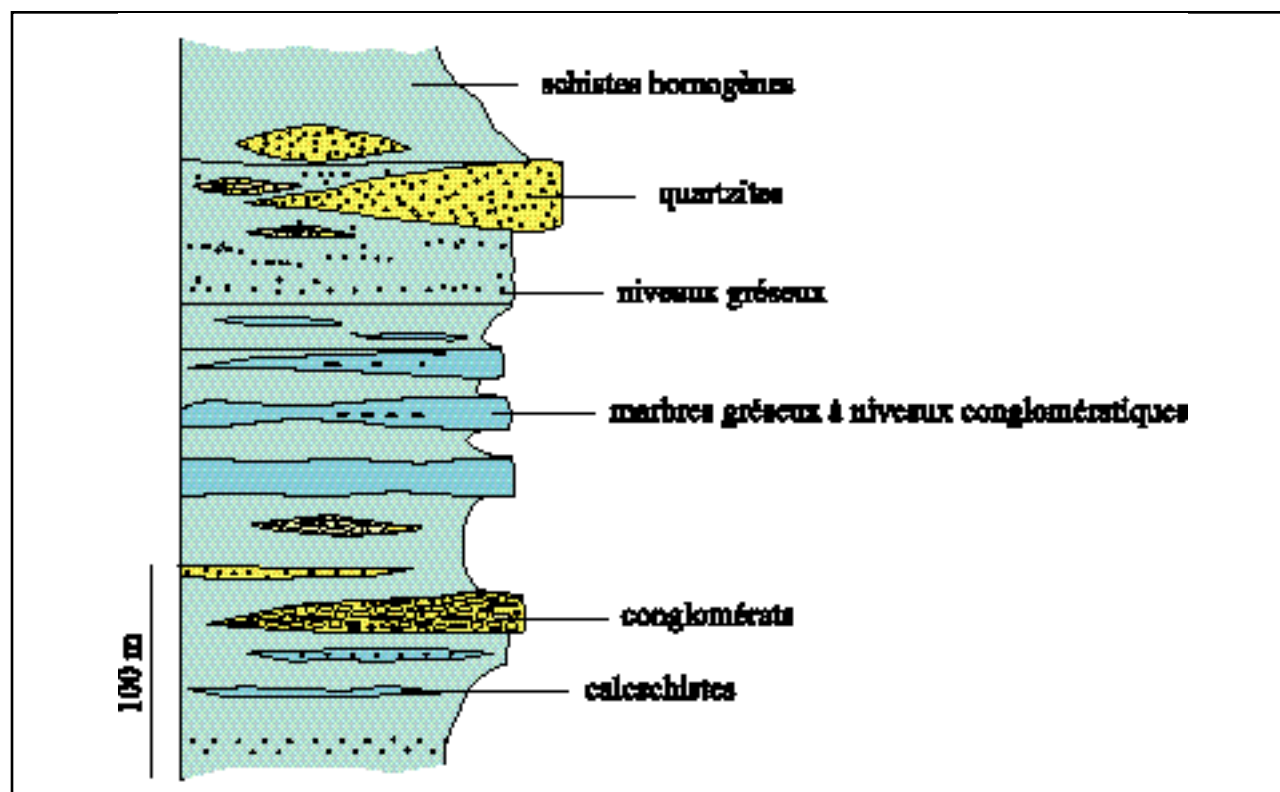


FIG. 7 : Succession lithologique schématique des niveaux repères dans l'Unité des Ouled Hassine (d'après Hœpffner, 1974). La forme lenticulaire des quartzites, calcschistes et conglomérats provient d'une intense délamination de la série (déformation D2).

micaschisteux, ce qui est malheureusement, presque toujours le cas. D'un point de vue métamorphique, aucun critère discriminant n'a pu être mis en évidence entre ces deux unités qui ont enregistré un métamorphisme régional de faciès schiste vert supérieur à amphibolite.

Largement représentée sur la feuille de Skhour des Rehamna, l'Unité des Ouled Hassine apparaît seulement dans un triangle situé au NW de la feuille de Jebel Kharrou. Dans ses parties septentrionale et orientale, cette unité métamorphique est surmontée par les Séries du Jebel Kharrou. Côté méridional, elle est couverte par l'Unité métamorphique de Dalaat el Kahlat.

L'Unité des Ouled Hassine, à dominante micaschisteuse (*dMs*) se caractérise par la présence de niveaux repères composés d'une association de barres de quartzite (*dQt*), de barres carbonatées (*dCs*) et, plus rarement, de niveaux conglomératiques (*dCg*). La figure 7, extraite de Hœpffner (1974), livre une reconstitution des relations géométriques entre ces différents niveaux.

Ces niveaux repères apparaissent aujourd'hui sous forme de lentilles tectoniques isolées et alignées dans la masse micaschisteuse. Ils forment une bande allongée N-S, en bordure ouest de la feuille, depuis l'anticlinal de Dalaat el Goujguel (au nord) jusqu'au SW de Souk el Had. Ce boudinage généralisé implique la mise en jeu de cisaillements ductiles à l'échelle crustale que nous attribuons à des phénomènes de "désépaississement" de la chaîne hercynienne (Déformation D2).

***dMs* : Série très tectonisée de schistes et micaschistes indifférenciés**

Dans les zones les moins métamorphiques (à biotite ou chlorite seule ?) les schistes des Ouled Hassine montrent généralement un faciès fin, homogène, de couleur gris-bleu sombre et contenant de nombreux exsudats de quartz mais aussi des lentilles métriques de quartzite. On peut parfois déceler de fines laminations transposées dans la foliation des micaschistes qui pourraient être de nature sédimentaire. Certains faciès se distinguent par une composition silteuse plus grossière qui évoque des figures de bioturbation. Ces faciès, présents à proximité des barres de quartzite et de carbonate, peuvent aussi se montrer interstratifiés avec des couches décimétriques de grès fins.

Dans le faciès amphibolite, les micaschistes ne se distinguent guère de ceux de l'Unité de Lalla Tittaf. Peut-être paraissent-ils plus hétérogènes et plus quartzeux ? La schistosité est dessinée par la muscovite, biotite et chlorite (tardive) qui alternent avec des films quartzeux

lenticulaires. Le grenat, le chloritoïde, le staurotide et le disthène (rare), de tailles pluri-millimétriques, apparaissent tantôt sous forme de blastes tantôt sous forme de clastes, le disthène pouvant aussi cristalliser dans des veines de quartz.

***dQt* : lentilles tectoniques de quartzite**

Étroitement associées aux niveaux de calcschistes et de métaconglomérats (voir ci-dessous), ces barres de quartzites sont beaucoup plus fréquentes que ces derniers. Plus compétentes, elles ont mieux résisté à la dilacération tectonique et certains boudins peuvent encore présenter des épaisseurs de 20 à 30 m et des longueurs kilométriques. Fortement foliés, ces quartzites ne montrent plus aucune structure sédimentaire originelle. Certains blocs de forme arrondie ont intrigué les premiers auteurs quant à leur origine sédimentaire possible (olistolites). Il s'agit en fait de charnières de plis précoces (P1) qui ont ensuite été boudinées lors de la déformation extensive (D2).

***dCs* : lentilles tectoniques de calcschistes**

Presque toujours associés aux quartzites, les niveaux de calcschistes qui alternent avec des schistes montrent des épaisseurs variant entre le décimètre et le décamètre. De patine ocre et gris-bleu à la cassure, ils affleurent surtout dans les zones les moins métamorphiques (faciès schiste-vert) de l'Unité des Ouled Hassine :

ces calcschistes, à patine rousse, sont plus ou moins dolomitiques et micacés (mica blanc) et contiennent toujours, mais en proportion variable, des quartz détritiques (photo 2). Ces lamines sableuses prennent parfois la dimension de petits chenaux conglomératiques.

Les niveaux les plus carbonatés présentent un "litage" décimétrique assez régulier, mais il s'agit là d'une foliation et non pas d'une stratification. Dans le détail il est d'ailleurs fréquent d'observer de petits plis isoclinaux et intrafoliaux, dessinés par des films siliceux.

Certains niveaux plus massifs (marbres) montrent sur leur surface patinée des formes qui évoquent des restes de crinoïdes. Vu l'état de déformation, aucune détermination n'a été possible. Cependant sur la feuille adjacente de Skour des Rehamna, des niveaux de marbres similaires ont livré des colonnales de crinoïdes (entroques), qui n'apparaissent qu'à partir du Llanvirn inférieur. Comme aucun autre niveau carbonaté n'est connu dans l'Ordovicien du Maroc, il est probable que les carbonates de l'Unité des Ouled Hassine soit



PHOTO 2 : Niveaux de calcschistes dans les micaschistes de l'Unité des Ouled Hassine. L'ensemble est affecté par un plissement P4, à vergence sud, qui génère une forte schistosité de crénulation S4.



PHOTO 3 : Boudin de métaconglomérat dans l'Unité micaschisteuse des Ouled Hassine (Sidi Kountar, X = 279 470 ; Y = 200 590). Le boudinage est attribué à la phase extensive D2. Les boudins sont alignés à intervalles réguliers de 15 à 20 mètres.

d'âge dévonien. A titre comparatif, il faut signaler que, sur la feuille de Mechra Ben Abbou, la formation conglomératique de Sekhira es Slimane, qui comporte aussi des calcaires à entroques, a été datée du Dévonien moyen (Hoepffner *et al.*, 1972).

dCg : lentilles tectoniques de métaconglomérats

Ces lentilles conglomératiques accompagnent les niveaux de carbonates et de quartzites. Elles affleurent seulement en limite occidentale de la feuille, de part et d'autre de la route qui rejoint les villages de Ouled Hassine à Souk el Had. Ces conglomérats sont connus depuis Gigout (1955b et 1956) et ne doivent pas être confondus avec les brèches tectoniques des zones

ultra-cisaillées où les charnières de plis, boudinées, prennent l'allure de galets de quartzite. Les vrais conglomérats se présentent sous la forme de bancs boudinés d'épaisseur pluri-décimétrique, interfoliés dans les schistes ou les calcschistes (photo 3). Les couches les plus épaisses ne dépassent jamais quelques mètres et dans ce cas leur extension est plus importante. La zone à lentilles conglomératique forme une bande dont l'épaisseur est estimée à une cinquantaine de mètres.

Les galets, de nature quartzitique, sont calibrés du centimètre au décimètre. Ceux-ci, arrondis à l'origine, sont étirés et aplatis dans le plan de foliation mylonitique généré lors du boudinage. La matrice de ces conglomérats peut être carbonatée. Ces faciès conglomératiques à éléments quartzitiques et à matrice plus ou moins

carbonatée présentent des ressemblances frappantes avec la série du Kef el Mouneb dans les Rehamna centraux (feuille de Skhour des Rehamna) ou avec la formation de Sekhira es Slimane sur la feuille de Mechra ben Abbou. Bien qu'à dominante conglomératique, ces dernières montrent aussi des niveaux de calcaire à encrines.

Filons anciens

HQ : Filons de quartz boudinés

Des boudins de quartz, de dimensions plurimétriques, apparaissent fréquemment dans les unités métamorphiques. Il s'agit à l'origine de filons de quartz transposés et boudinés dans la foliation principale hercynienne S1-2, ce qui démontre l'antériorité de ces derniers par rapport aux filons de quartz tardi-hercyniens. Ces filons, qui ont souffert de la déformation ductile hercynienne, pourraient appartenir à plusieurs générations. Ils sont particulièrement abondants dans l'Unité de Lalla Tittaf, surtout dans les environs de Moulay-Haïcham. La présence de ces filons, uniquement localisés dans les unités métamorphiques, ainsi que leur boudinage ductile témoignent d'une déformation à un niveau structural profond qui s'accorde avec le degré métamorphique ambiant.

Unités supérieures non-métamorphiques

Les unités supérieures non-métamorphiques des Rehamna orientaux affleurent principalement dans la partie septentrionale de la feuille dans les régions du Jebel Kharrou et de la Koudiat el Adam. Des affleurements d'extension plus limitée se trouvent également dans la partie méridionale de la feuille, au sud de la grande faille normale des Ouled Ouggad, sous la corniche de Crétacé et dans le chaînon de Dalaat.

Ces unités, qui forment la partie supérieure de l'édifice hercynien des Rehamna, sont décollées et reposent sur les unités métamorphiques des Ouled Hassine et de Lalla Tittaf le long d'une faille de détachement majeure. Plusieurs phases de plis et chevauchement viennent compliquer la structure de ces unités dans lesquelles les séries se retrouvent souvent en polarité inverse.

Trois principales unités tectoniques séparées par des contacts à valeur soustractive ont été distinguées au sein de cet ensemble non métamorphique (fig. 8a) :

- l'ensemble inférieur comprend les séries de l'Ordovicien inférieur (Arenig ?) au Silurien du Jebel Kharrou (fig. 8a et 8b). Elles sont formées

de dépôts de plate-forme silico-clastique allant d'environnements relativement profonds à sédimentation gravitaire jusqu'à des milieux de dépôts littoraux dominés par l'action des vagues. Ces dépôts sont organisés en trois grands cycles transgression-régression : le premier, dont la base est inconnue, s'achève dans le Llanvirn ou le Llandeilo inférieur, le second est d'âge Llandeilo-Caradoc moyen, le dernier Caradoc supérieur-Ashgill. Les dépôts transgressifs du Silurien terminent cette succession. Ces cycles sédimentaires et les unités stratigraphiques qui les composent peuvent être corrélés avec ceux mis en évidence dans le Maroc Central. Si les principales caractéristiques stratigraphiques et sédimentologiques des séries du Jebel Kharrou peuvent être reconnues, leur analyse plus précise est limitée par la rareté des fossiles et les très nombreux contacts tectoniques qui ne permettent aucune coupe continue des différentes formations. Un nouveau découpage lithostratigraphique sensiblement différent de celui adopté jusqu'ici (Hœpffner, 1974) est proposé afin d'individualiser des unités de lithologies différentes et de conserver un niveau hiérarchique compatible avec celui adopté pour les séries stratigraphiques de même âge du Maroc Central (fig. 8) ;

- l'ensemble médian (fig. 8a) rassemble différentes formations non métamorphiques occupant une position structurale intermédiaire entre les séries ordoviciennes du Jebel Kharrou et les séries carbonifères de Dalaat. Elles se caractérisent par une intense déformation en partie liée aux surfaces de décollement qui l'encadrent. Ces formations affleurent de manière très discontinue dans la partie méridionale de la feuille. Les conditions d'affleurement ajoutées à leur intense déformation ne permettent pas de dater ni de donner une interprétation sédimentologique précise des différentes séries de plate-forme et de bassin turbiditique qui composent cet ensemble médian. Les faciès observés et la position structurale de ces unités conduisent à proposer le Dévonien comme l'âge le plus probable de ces unités ;
- l'ensemble supérieur est formé des séries carbonifère qui affleurent dans la partie sud-est de la feuille et notamment au niveau des reliefs de Dalaat (fig 8a et 8c). Ces séries sont décollées sur l'ensemble médian et le plus souvent renversées vers le sud comme l'essentiel des séries non métamorphiques. La succession carbonifère débute au Viséen moyen (?) à supérieur par la Formation de Dalaat qui est composée de

dépôts de plate-forme mixte organisés selon une tendance régressive puis transgressive. Ils sont surmontés par les dépôts gravitaires plus profonds de la Formation d'Hamed-el-Haj datés de la transition Viséen supérieur-Namurien.

Les dépôts continentaux attribués au Permien, souvent fortement basculés, peuvent reposer indifféremment sur l'une ou l'autre de ces Unités supérieures non-métamorphiques matérialisant ainsi la discordance hercynienne majeure dans cette région.

Ordovicien - Silurien : séries du Jebel Kharrou ou Ensemble inférieur (fig. 8b)

Groupe de Laananat-Drioukat

Le Groupe de Laananat-Drioukat qui correspond à l'unité lithostratigraphique la plus ancienne de la série supérieure non métamorphique des Rehamna orientaux, affleure au cœur de la dépression de Laananat-Drioukat, c'est-à-dire au nord des crêtes de la Koudiat el Adam.

Sur la feuille de Jebel Kharrou, cet ensemble rassemble deux formations définies par C. Hoëpfner (1974), les formations de Sidi Bou Oukfa et de Drioukat. Sur la feuille voisine de Skhour des Rehamna, la distinction entre ces deux formations devient impossible justifiant dès lors leur intégration dans un même groupe lithostratigraphique. Il est alors représenté par une puissante série de schistes sombres souvent fins et homogènes, parfois plus silteux et bioturbés, au sein desquels sont intercalées de rares barres de quartzite d'épaisseur plurimétrique.

or2-3SBO : Formation de Sidi Bou Oukfa (Arénig Llanvirn ?)

Cette formation a été définie par C. Hoëpfner (1974) au nord du Douar "Sidi Bou Oukfa" situé sur la feuille de l'Oued Kibane (photo 4). Il s'agit d'une formation essentiellement schisteuse au sommet de laquelle s'intercalent des faisceaux de bancs de quartzite. Elle affleure dans la vaste dépression mollement vallonnée située au nord de la Koudiat el Adam.

Une coupe relativement continue de cette formation se trouve sur la lisière nord de la feuille (X = 283 600). Elle débute par une puissante série très homogène de schistes vert sombre à muscovite très abondante, légèrement bioturbés. Elle est surmontée sans transition par une mince barre de grès quartzite fin d'épaisseur variable (2 à 5 m) composée d'une succession de bancs pluridécimétriques à litage plan mal visible. Suit une couche de 8 m de schistes fins gris métallisé peu bioturbés surmontés à leur tour, et toujours sans transition, par une barre de quartzite de 15 à 20 m d'épaisseur, formée de bancs pluridécimétriques tabulaires amalgamés, de structure interne homogène puis à litage plan au sommet de la barre. Au-dessus se retrouve une série d'une centaine de mètres de schistes vert sombre à muscovite, très fortement bioturbée, englobant des couches discontinues de conglomérats à éléments polygéniques mal classés de schistes et de grès. La présence de blocs plurimétriques resédimentés au sein de cet intervalle n'est pas exclue. La Formation de Sidi Bou Oukfa se termine par une série bien stratifiée d'une trentaine de mètres d'épaisseur, composée d'une succession de bancs de grès quartzite d'épaisseur moyenne décimétrique (1 m maximum) séparés par des interlits centimétriques de

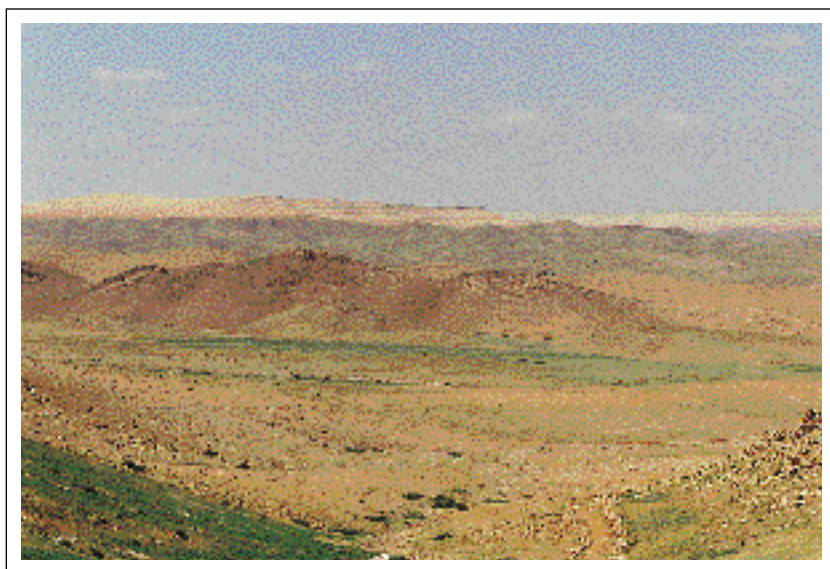


PHOTO 4 : Formation de Sidi Bou Oukfa : collines rocheuses de couleur rouge au centre de la photo (vue vers le nord depuis le sommet de Hayyar ; X = 283 160 ; Y = 212 340). A l'horizon, on distingue la discordance crétacée sur les schistes du Groupe de Laananat-Drioukat.

Age	Lithostratigraphie		Épaisseur	Log	Unités tectoniques
	Membre a. et inf., Cordeiro II	Membre inf.			
Namurien	(Viséen-Namurien)	Formation d'Hamed-el-Haj			Ensemble supérieur
Viséen sup.		Formation de Dalaat			
Dévonien	(Ordovicien)	Formation d'El-Rhar			Ensemble Médian
		Formation de Kef-el-Hamira			
Silurien	(Uandoverly sup.)	Formation d'El Mesrane	1500		Ensemble Inférieur ou Séries du Jebel Kharrou
Ashgill	Formation du Goulibet - El Mesrane (Ashgill)	Formation du Goulibet			
		Formation d'El Mechach			
Caradoc	(Caradoc)	Formation du Jebel Kharrou			
	Formation d'Allahia (Uandoverly sup.)	Formation de la Koudiat el Adam	1000		
Uandeilo	Formation de Demja (Llanvirn)	Formation de Demja	500		
Llanvirn	Formation de Drioukat (Arenig)	Formation de Drioukat			
	Formation de Sidi Bou Oukfa (Cambrien)	Formation de Sidi Bou Oukfa			
Arenig (?)			0 m		

Fig. 8a : Lithostratigraphie des Unités supérieures non-métamorphiques des Rehamna orientaux

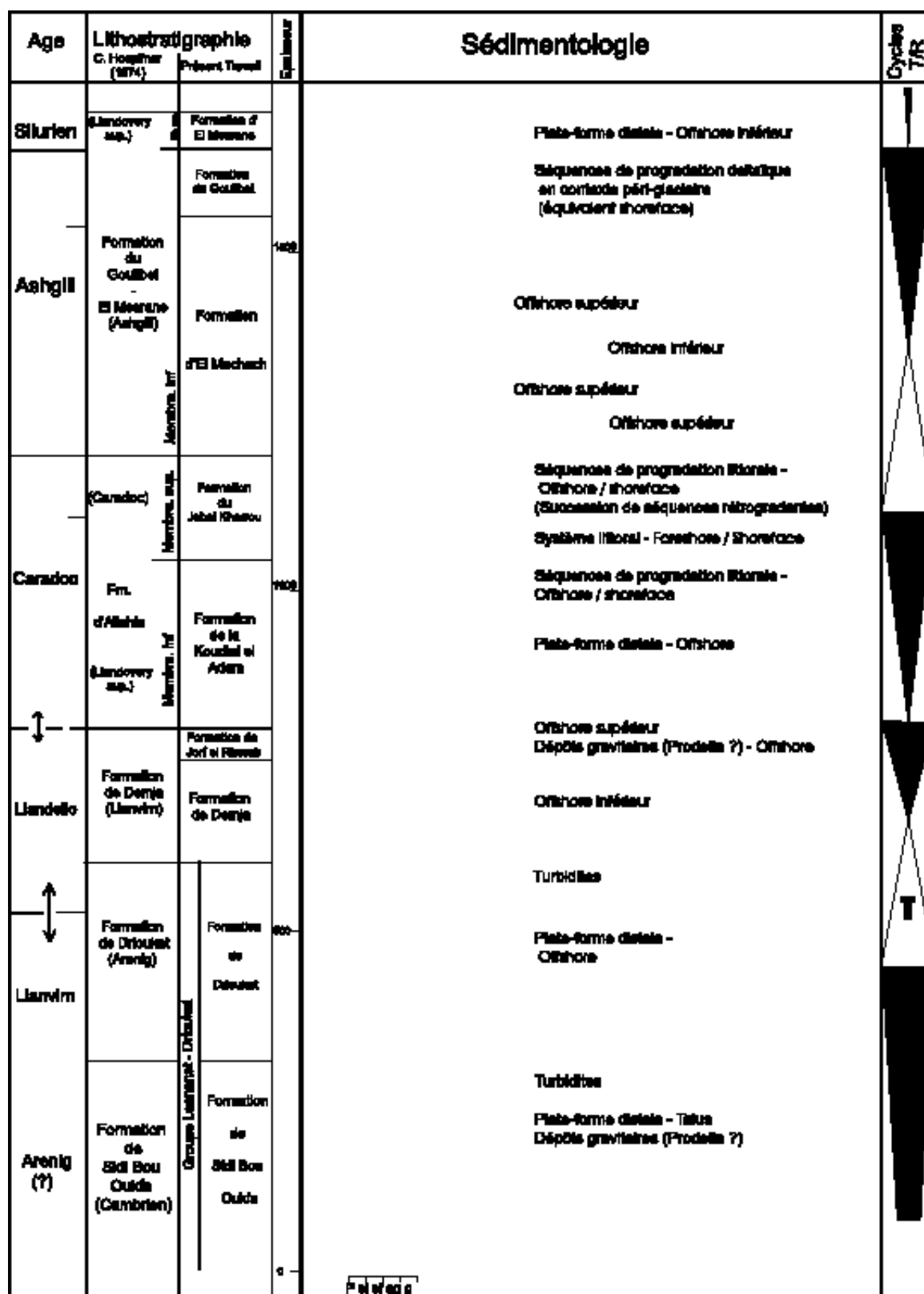


FIG. 8b : Stratigraphie et sédimentologie des séries ordoviciennes du Jebel Kharrou (Unités supérieures non-métamorphiques des Rehamna orientaux).

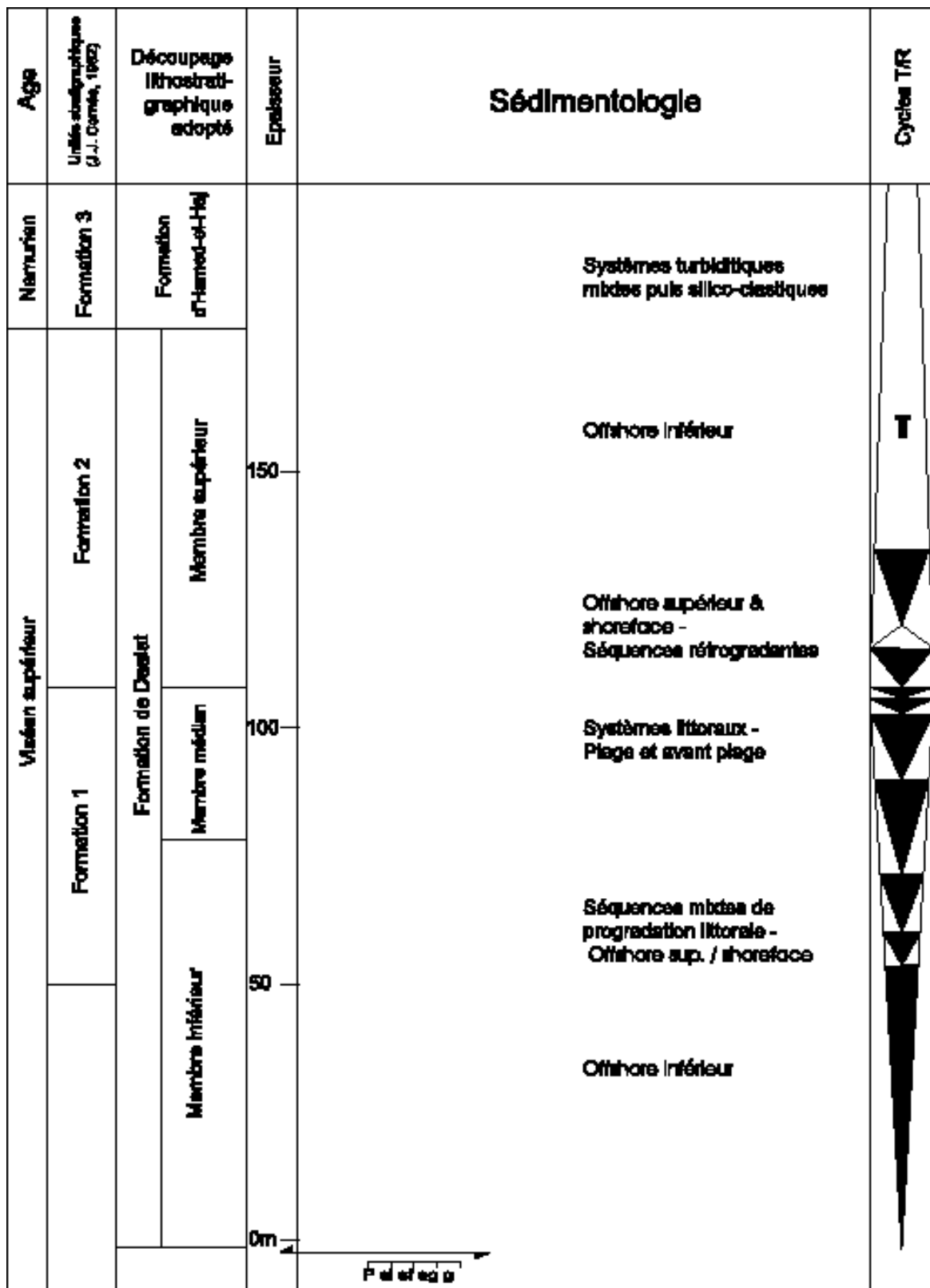


FIG. 8c : Stratigraphie et sédimentologie des formations viséo-namuriennes de l'Unité de Dalaat.

schistes verts bioturbés. La base des couches de grès est toujours nette et souvent marquée par des terriers et de figures de courant de type “groove casts” et “flute casts” indiquant une direction de courant E-W. Le sommet des couches présente fréquemment des rides de courant unidirectionnel fossilisées. La structure interne de ces couches est dominée par du litage plan, et accessoirement par un litage de rides de courant unidirectionnel et de rides chevauchantes. Des structures d'échappement d'eau de type “balls and pillows” y sont aussi relativement fréquentes.

L'ensemble de ces critères sédimentologiques conduit à interpréter ces couches comme des dépôts issus d'écoulements gravitaires en domaine marin relativement profond, de plate-forme externe (prodelta) ou de bassin (*s.l.*). Par extension et analogie de faciès, les barres de quartzites et les corps conglomératiques lenticulaires sous-jacents sont également interprétés comme des dépôts gravitaires.

La Formation de Sidi Bou Oukfa passe progressivement à la Formation de Drioukat par diminution de fréquence puis disparition des bancs de grès au profit de schistes à lamines silteuses. A noter que la récurrence au sommet de cette deuxième formation de couches de grès à faciès turbiditique identique à celles précédemment décrites, atteste la continuité stratigraphique entre les deux formations du Groupe Laananat-Drioukat.

La Formation de Sidi Bou Oukfa n'a livré à ce jour aucun fossile et ne peut donc être datée avec précision. Une analogie de faciès avec des schistes renfermant une faune acadienne dans le synclinal d'Imfout (Rehamna occidentaux) a conduit M. Gigout (1951) à proposer

un âge cambrien moyen pour cette formation. Cette interprétation est reprise par C. Hœpffner (1974) qui suggère une corrélation avec les Schistes à *Paradoxides* et les Quartzites d'El Hank. Pour nous, cette analogie de faciès entre les séries schisteuses reste très hypothétique et les faciès de plate-forme littorale des Quartzites d'El Hank sont très différents de ceux du sommet de la Formation de Sidi Bou Oukfa. D'autre part, la continuité stratigraphique reconnue entre cette formation et la Formation de Drioukat sus-jacente attribuée à l'Ordovicien inférieur, est incompatible avec l'interprétation jusqu'ici proposée qui impliquerait l'existence d'une discontinuité stratigraphique importante au sommet de la formation, discontinuité qui correspondrait à la classique lacune de Cambrien supérieur. Les corrélations établies avec les séries ordoviciennes du Maroc Central dont l'argumentaire sera développé par la suite (cf. or3-4 et or4), suggèrent un âge ordovicien inférieur (Arénig à Llanvirn) pour cette formation en raison de ses relations stratigraphiques avec la Formation de Drioukat.

or3-4 : Formation de Drioukat (Llanvirn-Llandeilo inférieur ?)

La Formation de Drioukat définie par C. Hœpffner (1974) affleure au cœur de la structure antiforme d'Allahia dans les basses collines des abords du Douar Drioukat au nord de la feuille. Il s'agit d'une série schisto-gréseuse dont les meilleurs affleurements, en polarité souvent inverse, se trouvent sur les rives de l'Oued Zraïkem. La limite inférieure de cette formation, nous l'avons vu, est progressive, tandis que sa limite supérieure correspond, dans le cas le plus général, à un décollement tectonique situé à la base de la formation

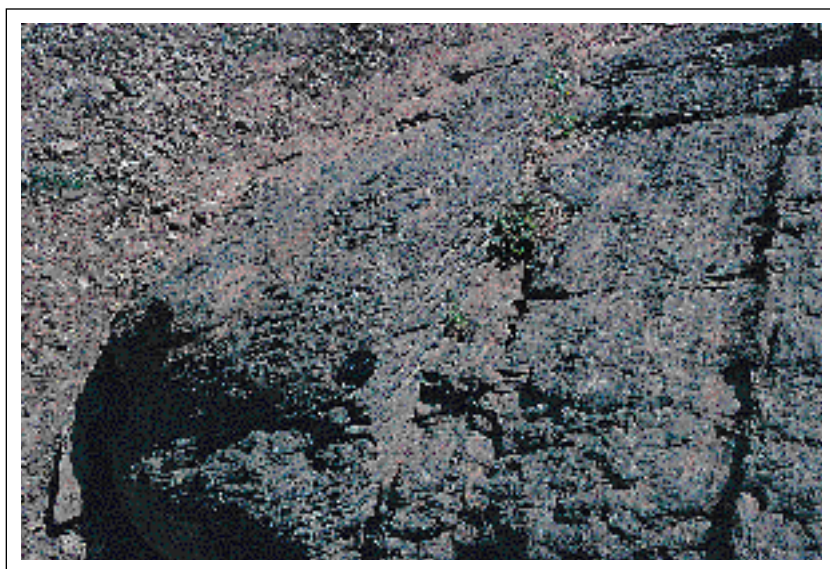


PHOTO 5 : Formation de Drioukat (X = 285 090 ; Y = 211 630). La stratification est recoupée par une schistosité S4 orientée N90°.

incompétente de Demja. Le seul contact de nature stratigraphique avec cette dernière formation a été observé sur la rive droite de l'Oum Er Rbia, en aval du barrage, où la surface de décollement se trouve plus haut dans la série. L'épaisseur minimale de cette formation est de l'ordre de 300 m.

La Formation de Drioukat correspond à une série silto-argileuse micacée relativement homogène, finement stratifiée et à schistosité très bien marquée (photo 5). Dans le détail, il s'agit d'une fine alternance de lits tabulaires millimétriques à centimétriques (2 cm maximum) de pélite sombre à rouille et de siltite ou de grès fin clair à lamination horizontale ou à litage de rides de courant. La bioturbation souvent importante ne détruit pas la continuité latérale des lits silteux, ce qui confère à cette formation un aspect finement et régulièrement stratifié et un débit en dalles caractéristique.

Dans la partie supérieure de cette formation sont intercalés des bancs de grès turbiditiques présentant des caractéristiques sédimentologiques identiques à celles des couches supérieures de la Formation de Sidi Bou Oukfa interprétées comme des dépôts gravitaires : base érosive, lamination plane, litage de rides unidirectionnelles et rides chevauchantes, etc.

Les faciès de la Formation de Drioukat sont interprétés comme des dépôts de plate-forme distale déposés sous la limite d'action des vagues, dans lesquels s'intercalent très épisodiquement des dépôts gravitaires sableux probablement issus de la déstabilisation de sédiments accumulés dans un système deltaïque plus amont.

Aucun fossile n'a été découvert dans la Formation

de Drioukat. Son âge est considéré comme Arénig (Hœpffner, 1974) sur la base (1) d'une analogie de faciès avec des grès micacés et bioturbés datés de l'Arénig inférieur ou moyen dans le synclinal d'Imfout au niveau des Rehamna occidentaux (*in* Destombes, 1971) et (2) de sa position stratigraphique sous la Formation de Demja attribuée à l'Arenig moyen-Llandeilo inférieur par les mêmes auteurs.

Notre remise en question de l'âge de la Formation de Demja, comme les corrélations avec les séries du Maroc Central et notamment la parfaite analogie de faciès avec le Groupe des "Schistes en Dalles" où il a été daté (*in* Baudin *et al.*, 2002), nous conduisent plutôt à considérer cette formation comme d'âge Llanvirn à Llandeilo inférieur.

or4 : Formation de Demja (Llandeilo)

La Formation de Demja a également été définie par Hœpffner (1974) comme une série "d'argilites sableuses gris-noir, riches en micas blancs flottés, et décolorées en surface où elles prennent une teinte blanchâtre caractéristique".

La barre de quartzite surmontant cette série argileuse, qui était originellement intégrée dans cette formation, est rapportée à la Formation de Jorf el Rherab dans le découpage proposé ici.

La Formation de Demja affleure de manière remarquable sur le flanc ouest de la colline de Demja qui domine Drioukat (photo 6), et de manière plus discontinue sur le flanc nord de la Koudiat el Adam et du Jebel Kharrou, en particulier au niveau du Jorf el Rherab où elle est exploitée en carrière.

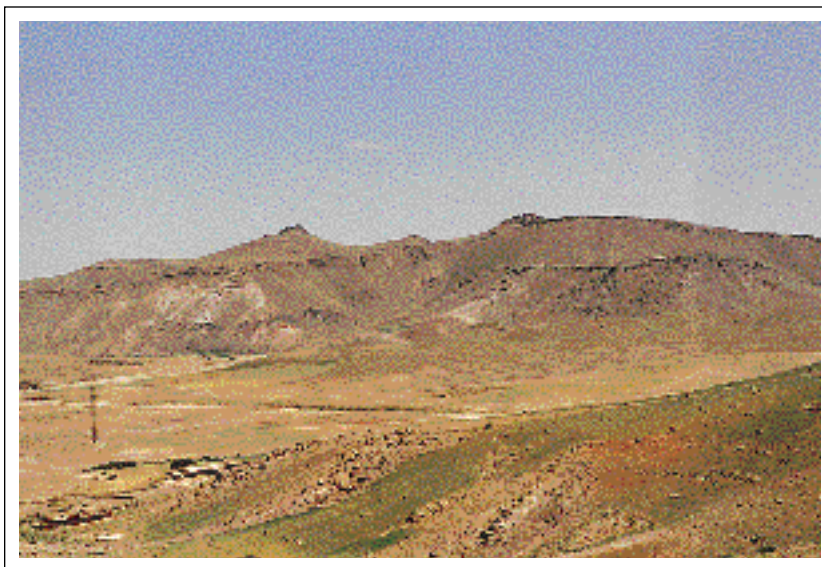


PHOTO 6 : Vue sur les collines de Demja vers l'ESE, à partir du point X = 283 400 ; Y = 211 640. Au premier plan : Formation de Drioukat. Sur les flancs des collines : la Formation de Demja avec une barre quartzitique médiane. Au sommet, la Formation de Jorf el Rherab.

Cette formation particulièrement incompétente constitue un niveau de décollement préférentiel au sein de la série ordovicienne du Jebel Kharrou, si bien que sa limite inférieure correspond le plus souvent à une surface de décollement tectonique (ex : secteur de Drioukat). Par contre, dans ce même secteur, le contact avec la formation sus-jacente est stratigraphique et se produit graduellement par intercalation de minces bancs gréseux dans les argiles. La Formation de Demja a également subi une déformation interne importante responsable des variations latérales d'épaisseur bien visibles cartographiquement, et encore plus évidentes sur la feuille de Skhour des Rehamna. Sur la coupe de Demja, zone qui semble la moins déformée du secteur étudié, l'épaisseur minimale de cette formation est de l'ordre de 150 m.

Cette unité présente un faciès très homogène sous la forme d'argile silteuse de couleur gris-clair à la patine, peu bioturbé et pouvant renfermer des moules d'organismes variés : lamellibranches, brachiopodes, trilobites, nautiloïdes, orthocères, etc. Une ou parfois deux barres de quartzite (or4q) d'épaisseur métrique (1 à 8 m) apparaissent fréquemment dans la partie médiane de la formation. Ces couches sont lenticulaires et présentent une surface basale de stratification très nette. La structure interne de ces couches est homogène et aucune figure de bioturbation n'y a été observée. Ces couches lenticulaires isolées dans les dépôts argileux homogènes sont interprétées comme des dépôts de remplissage de chenaux issus d'écoulements gravitaires en domaine relativement profond (sous la limite d'action des vagues de tempête). Si les géométries chenalisées apparaissent relativement claires en certains points (Demja), ailleurs, il reste parfois difficile d'établir avec certitude l'origine sédimentaire ou tectonique de telles géométries lenticulaires (Jorf el Rherab).

La Formation de Demja a d'abord été datée de l'Ordovicien moyen ou supérieur (Gigout, 1951) par la présence d'une association de trilobites récoltés au sommet de la formation sur la coupe de Demja. De nouvelles récoltes réalisées vers la base et au sommet de cette même coupe ont conduit à une révision de cette attribution et à proposer un âge Arenig moyen - Llanvirn-Llandeilo inférieur (Destombes, 1971 ; Destombes *et al.*, 1982). Ce "vieillessement" de la formation est basé sur la découverte à la base de la coupe d'un graptolite *Didymograptus* sp. indet. "faisant penser d'après S. Willefert à *D. nididus*, *palatus* ou *hirundo*" de l'Arenig inférieur (non basal) à moyen (*in* Destombes *et al.*, 1982).

Plusieurs éléments suggèrent de revenir à l'attribution

initiale et de restreindre au Llandeilo l'âge de la Formation de Demja :

- l'existence de dépôts de l'Arenig et du Llanvirn dans cette formation n'est argumentée qu'à travers la présence d'un graptolite indéterminé dont l'âge proposé, de l'avis même de S. Willefert (com. pers., 2001) ne peut être considéré d'une quelconque fiabilité et devrait être remis en cause à la lumière d'arguments nouveaux ;
- un nouveau débris de graptolite a été récolté sur le flanc nord de la Koudiat el Adam à la limite entre les feuilles du Jebel Kharrou et de Skhour des Rehamna. Ce fragment indéterminable est néanmoins à rapprocher de *Glyptograptus* sp. style *teretinsculus* (Hisinger), de *Gl.* sp. style *dentatus* (Brogniart) ou de *Pseudoclimacograptus* sp. style *scharenbergeri* (Lapworth) formes du Llandeilo ou de la base du Caradoc (det. S. Willefert) ;
- comme l'ont souligné Destombes *et al.*, (1982), la Formation de Demja présente une rigoureuse analogie de faciès avec la Formation d'Oujet Bou Khemis (faciès "OBK") du Maroc Central datée du Llandeilo supérieur. Outre cette analogie de faciès, les corrélations entre les différents cycles sédimentaires ordoviciens du Maroc Central et des Rehamna tendent à montrer qu'il ne s'agit pas d'unités isopiques diachrones mais bien de dépôts contemporains du Llandeilo.

or4-5 : Formation de Jorf el Rherab (Llandeilo supérieur -Caradoc inférieur)

La Formation de Jorf el Rherab, appellation nouvelle, correspond à une succession de couches de quartzite précédemment intégrée dans la Formation de Demja (*in* Destombes *et al.*, 1982). Elle constitue une barre morphologique, souvent dédoublée, séparant les deux formations silto-pélitiques encaissantes. Elle forme la crête de la colline de Demja où elle a été initialement décrite (photo 6), malgré une troncature tectonique sommitale, et affleure de manière presque continue sur le versant nord de la Koudiat el Adam et du Jebel Kharrou. C'est sur le flanc de ce dernier que se trouve le relief de Jorf el Rherab qui présente les coupes les plus continues de cette formation, malgré les redoublements tectoniques. Ce mince niveau relativement compétent intercalé entre deux unités schisteuses présente en effet souvent des déformations tectoniques importantes : écaillage, chevauchement, troncatures, plissement.

Les limites stratigraphiques inférieure et supérieure de cette formation sont graduelles. Elles se réalisent par développement (à la base) puis disparition progressive

(au sommet) des couches de quartzite. L'épaisseur de la formation est d'environ cinquante mètres.

Dans le détail, la Formation de Jorf el Rherab comprend deux barres de quartzites séparées par un intervalle d'alternance grés-pélique (or4-5s). Sous la barre inférieure, la transition avec la formation sous-jacente se fait par l'intermédiaire de quelques mètres d'alternance de pélique silteuse et de bancs de grès décimétriques à litage plan ou ondulé, à litage de rides de courant unidirectionnel et à litage de rides chevauchantes. Des structures en balls et pillows déforment localement ce litage. La bioturbation est particulièrement faible dans cet intervalle.

La première barre de quartzite, épaisse d'une vingtaine de mètres, est formée d'une succession de couches pluri-décimétriques (50 cm en moyenne) de quartzite gris-beige plus ou moins amalgamées, parfois limitées par des surfaces d'érosion. Cette barre peut ainsi présenter un aspect massif ou bien régulièrement stratifié. Ces couches se caractérisent par une absence de litage visible et par la rareté des figures de bioturbation. La base de ces couches est nette et parfois soulignée par des galets mous. L'intervalle médian grés-pélique épais de 10 à 20 m se caractérise par une alternance de lits argileux et de couches de grès centimétriques à décimétriques à litage de rides de courant unidirectionnel et de rides chevauchantes. La base des bancs est souvent bioturbée. La deuxième barre de quartzite épaisse d'une quinzaine de mètres est formée de couches décimétriques de quartzite à litage oblique mal visible, et surtout de lits centimétriques amalgamés de grès très bioturbés à litage de rides de courant. Ce dernier faciès se développera très largement dans la formation sus-jacente, suggérant ainsi la continuité stratigraphique entre les deux formations.

L'absence de structure sédimentaire dans la barre de quartzite inférieure, le caractère tranché voire érosionnel des surfaces basales des couches, la fréquence des rides à composante unidirectionnelle et chevauchante dans les alternances grés-péliques, sont autant d'éléments qui conduisent à interpréter les faciès de la partie inférieure de cette formation comme des dépôts en traction-suspension issus de courants gravitaires, dans un contexte de plate-forme relativement profonde (prodelta). Les faciès silto-gréseux très bioturbés à litage oblique et litage de rides de la partie supérieure de la formation sont quant à eux moins profonds et caractérisent un environnement de plate-forme à faible énergie, probablement situé dans la limite d'action de la houle et des courants induits. Considérant les formations sus et sous-jacente, la succession de faciès de la Formation de

Jorf el Rherab peut être interprétée comme s'inscrivant dans une tendance régressive marquée, accompagnant la progradation d'un vaste système gréseux littoral (formations de la Koudiat el Adam puis du Jebel Kharrou) sur un domaine de plate-forme distale (Formation de Demja). Cette progradation, probablement rapide, au moins dans un premier temps, débute par des phénomènes de destabilisation et resédimentation gravitaire avant l'installation des dépôts de dynamique littorale.

En l'absence d'argument paléontologique, cette formation est ici attribuée à l'intervalle Llandeilo supérieur Caradoc inférieur de par ses relations stratigraphiques avec les formations encaissantes. Elle peut être corrélée avec la Formation d'Aïn Malou ou "Barre supra-OBK" du Maroc Central qui présente toutefois un faciès plus distal.

or5a : Formation de la Koudiat el Adam (Caradoc inférieur)

La Formation de la Koudiat el Adam correspond au Membre inférieur de la Formation d'Allahia définie par C. Hœpffner (1974) et dont le Membre supérieur est rapporté ici à la Formation du Jebel Kharrou. Si le découpage stratigraphique initial possède une certaine cohérence à l'échelle locale, celui proposé ici conserve un niveau hiérarchique compatible avec celui adopté dans le Maroc Central (Baudin *et al.*, 2002 ; Razin *et al.*, 2002) et s'efforce d'individualiser des unités lithostratigraphiques et donc de séparer les unités silto-péliques des unités gréseuses ou quartzitiques.

La Formation de la Koudiat el Adam correspond à une série grés-pélique intensément bioturbée de 200 à 300 m d'épaisseur qui affleure dans des collines vallonnées ou sur des versants assez raides entre les arêtes rocheuses armées par les formations de Jorf el Rherab et du Jebel Kharrou. Sur la feuille adjacente de Skhour des Rehamna, suite à la troncature tectonique de la formation quartzitique sus-jacente, c'est elle qui forme les crêtes de la Koudiat el Adam dans le prolongement sud-ouest de la mégastructure que dessinent les unités du Jebel Kharrou. Les meilleurs affleurements de cette formation se trouvent sur les reliefs de la Koudiat Taraza et de la Koudiat ez Zour en rive droite de l'Oum Er Rbia, ainsi que sur le versant ouest de l'Allahia où a été initialement décrite cette unité (Hœpffner, 1974). A noter que des complications tectoniques et en particulier des redoublements de série affectent la partie supérieure de cette coupe considérée jusqu'ici comme la coupe de référence.

Les limites inférieure et supérieure de cette formation avec les unités lithostratigraphiques encaissantes sont graduelles. Elles correspondent à des limites de faciès évoluant dans une grande séquence régressive.

D'une manière générale, la Formation de la Koudiat el Adam montre à l'affleurement une stratification bien marquée, soulignée par l'alternance d'intervalles plus ou moins gréseux d'épaisseur décamétrique. Les barres de grès-quartzite les mieux individualisées ont ainsi été cartographiées (or5aq).

Des dépôts silto-pélitiques à patine blanche assez analogues aux faciès de la Formation de Demja dominent dans la partie inférieure de la formation. La série devient ensuite moins pélitique avec une alternance de lits pluri-centimétriques relativement continus de grès fin, de siltite et d'argile silteuse de couleur claire mais souvent rubéfiée. Cette association de faciès se caractérise par une stratification de type "wavy bedding" et une bioturbation extrêmement pénétrative qui oblitère presque totalement le litage originel. Un litage ondulé ou un litage oblique de rides de courant unidirectionnel ou oscillatoire (?) est néanmoins parfois préservé.

A une autre échelle, ces faciès s'organisent en cycles sédimentaires d'épaisseur pluri-décamétrique marqués par une fluctuation de la proportion de grès et de silt argileux et assez bien exprimés dans la morphologie. Dans la partie supérieure de la formation, ces cycles deviennent dissymétriques et des séquences strato- et granocroissantes s'individualisent très nettement. Ces séquences, débutant par des faciès silto-gréseux bioturbés, se terminent par des barres de quartzite pluri-métriques à litage oblique de type SCS, litage oblique en festons et litage plan. Elles sont en général surmontées par une surface perforée et ferruginisée de type hard-ground. Une bioturbation monospécifique de type "skolithos" se développe sur certains niveaux. Les contacts tectoniques tangentiels, qui recoupent cet intervalle situé sous la barre de quartzite compétente de la Formation du Jebel Kharrou, ne permettent pas de déterminer avec certitude le nombre de telles séquences (1, 2 ou 3 ?). Par ailleurs, la géométrie lenticulaire de ces barres soulignée par les précédents auteurs (Höppfner, 1974 ; Destombes *et al.*, 1982) doit être largement imputée à ce type de contacts tangentiels ; l'interprétation sédimentologique de ces dépôts laissant prévoir une grande continuité latérale originelle de ces barres sableuses "littorales".

Les faciès de la Formation de la Koudiat el Adam sont interprétés comme des dépôts de plate-forme, accumulés dans un premier temps en domaine d'offshore supérieur

ou de transition offshore - shoreface. Les barres de quartzite du sommet de la formation présentent des critères sédimentologiques caractéristiques de dépôts littoraux d'avant-plage ("shoreface") voire de plage. Ces faciès apparaissent au sommet de séquences régressives de progradation littorale. Dans ce contexte, les surfaces de "hard-ground" en sommet de séquence représentent des périodes d'émersion suivies de phases transgressives exprimées par une surface de ravinement.

La succession des séquences de faciès dans la Formation de la Koudiat el Adam s'inscrit dans une tendance générale régressive liée à la progradation de systèmes gréseux littoraux. Dans la partie inférieure de la formation, les dépôts d'offshore - shoreface inférieur s'organisent en cycles symétriques tandis que dans la partie supérieure des séquences de progradation littorale ils deviennent classiquement dissymétriques ; les phases transgressives n'étant pas représentées. Ce contexte régressif général favorisera l'installation de la sédimentation sableuse qui caractérise la formation sus-jacente.

La base de la Formation de la Koudiat el Adam a été datée du Llandeilo supérieur ou du Caradoc inférieur dans le secteur du barrage de Massira par la présence de *Calymenella* sp., *Crozonaspis primula* (Dest.), *Kloucekia* (*Phacopidina*) sp. (in Destombes *et al.*, 1982).

Cette datation, comme les analogies de faciès, permet d'établir une corrélation chronostratigraphique (au moins partielle) entre cette formation et la Formation du Grou ou "Série mille feuilles" datée du Caradoc inférieur dans le Maroc Central (in Baudin *et al.*, 2002 ; Razin *et al.*, 2002). Le développement de barres de quartzite dans la partie supérieure de la Formation de la Koudiat el Adam tend toutefois à prouver le caractère plus proximal des dépôts du Caradoc inférieur des Rehamna et donc une polarité apparente sud-nord des systèmes sédimentaires, polarité confirmée dans les séries sus-jacentes.

or5b : Formation du Jebel Kharrou (Caradoc moyen à supérieur)

La Formation du Jebel Kharrou correspond au Membre supérieur de la Formation d'Allahia définie par C. Höppfner (1974). Elle est la plus compétente des formations de l'Ordovicien et arme donc les principaux reliefs de la feuille : Allahia, Jebel Kharrou (photo 7), Koudiat el Adam et Jorf Amar sur la feuille voisine de Skhour des Rehamna. Elle est en effet constituée d'une barre de quartzite de 50 à 70 m de puissance (photo 8), surmontée de plusieurs barres de quartzites plus minces

(de 5 à 20 m, Photo 7)) séparées par des intervalles gréso-pélitiques. Compte tenu des déformations tectoniques qui affectent cet ensemble, et pour des raisons de lisibilité cartographique, nous avons choisi d'intégrer ces deux termes dans une même unité lithostratigraphique et de distinguer les horizons argilo-gréseux (or5bs) séparant les barres de quartzite sommitales.

La base et le sommet de cette formation correspondent à des contrastes de compétence, ils sont fréquemment recoupés par des contacts tectoniques tangentiels. Il est ainsi impossible d'analyser une coupe continue et donc de mesurer l'épaisseur de cette formation avec précision. De proche en proche, les différentes coupes analysées permettent cependant d'évaluer sa puissance, de l'ordre de 150 m.

Les meilleures coupes, bien qu'incomplètes se trouvent à Allahia (série normale) et sur le flanc sud du Jebel Kharrou (série inverse).

Les limites inférieure et supérieure de la Formation du Jebel Kharrou correspondent à des limites stratigraphiques graduelles à l'échelle des cycles sédimentaires majeurs de l'Ordovicien, et ne s'accompagnent donc pas de discontinuités stratigraphiques importantes. La limite inférieure est définie comme l'évolution d'une association de faciès d'offshore - shoreface inférieur (Fm. de la Koudiat el Adam) vers une association de shoreface-foreshore dans une tendance générale régressive. A l'opposé, la limite supérieure correspond au passage de faciès littoraux à dominante sableuse (quartzite) à des faciès d'offshore principalement



PHOTO 7 : Extrémité orientale du Jebel Kharrou (Vue vers l'ENE ; X = 290 350 ; Y = 206 650).



PHOTO 8 : Barre de quartzite de la Formation du Jebel Kharrou dans le flanc inverse d'un pli P4 (secteur d'El Ouennkel ; X = 282 700 ; Y = 211 240). Vue vers le nord, à l'horizon, on distingue cette même barre formant le Jebel Hayar.

argileux (schistes de la Formation d'El Mechach) dans une tendance transgressive.

La moitié inférieure de la Formation du Jebel Kharrou est formée par une barre de quartzite d'une soixantaine de mètres d'épaisseur en moyenne qui peut apparaître tantôt relativement massive (Allahia) tantôt assez régulièrement stratifiée (certains segments du Jebel Kharrou et de la Koudiat el Adam). Elle est constituée de couches de quartzites amalgamées d'épaisseur centimétrique à décimétrique plus rarement métrique souvent organisées en séquences grano- et stratocroissantes décamétriques. Les intervalles composés de couches centimétriques présentent un faciès bien stratifié, proche de celui de la formation sous-jacente, caractérisé par une intense bioturbation et un litage ondulé ou un litage oblique de rides de vague (ou de "mini HCS"). Les couches plus épaisses présentent des structures internes plus variées : lit plan, litage oblique de type HCS et SCS, litage oblique de mégarides 3D. Ce dernier peut être localement largement développé. Quelques intervalles à bioturbation monospécifique du type "skolithos" ("tigillites") peuvent être localement observés (Allahia). Cette barre principale se termine fréquemment par un niveau condensé gris extrêmement bioturbé de 2 à 5 m d'épaisseur. Ces séquences de faciès peuvent être interprétées comme de petites séquences de progradation de dépôts de shoreface (inférieur à supérieur) parfois de plage.

Cette unité inférieure est surmontée par une succession de trois (?) séquences strato- et granocroissantes de 20 à 30 m d'épaisseur [les déformations tectoniques tangentielles systématiques au sommet de la Formation du Kharrou (contacts additifs et soustractifs) ne permettent pas de dénombrer ces séquences avec certitude]. Elles débutent par un intervalle pluri-métrique de schistes gris très homogène au sommet duquel s'intercalent des bancs centimétriques à pluri-décimétriques de quartzite à litage oblique de rides ou de mégarides 2D, plus rarement 3D, et à surfaces de stratification très bioturbées. Ces séquences se terminent par une barre pluri-métrique (5 à 20 m) de quartzite massif à litage de mégaride 3D dominant. Les surfaces supérieures de ces séquences sont nettes et parfois soulignées par des hard-grounds. Ces séquences de faciès peuvent être interprétées comme des paraséquences de progradation littorale débutant par des dépôts d'offshore et se terminant par des dépôts de shoreface. Par rapport à la partie inférieure de la formation, ces séquences indiquent une rétrogradation du système sédimentaire. Cette tendance transgressive s'affirme nettement avec les dépôts de la formation sus-jacente.

Aucun fossile déterminable n'a permis de dater cette formation. Toutefois sa position stratigraphique entre deux formations datées du Caradoc inférieur et de l'Ashgill et les corrélations établies avec les barres de quartzite du Jebel Bedouz dans le Maroc Central ont conduit naturellement à proposer un âge Caradoc moyen-supérieur pour la Formation du Jebel Kharrou (Destombes *et al.*, 1982).

L'analyse sédimentologique et séquentielle de cette formation apporte en outre deux précisions : (1) la barre massive inférieure devrait être corrélée à la Formation du Jebel Baddouz (Caradoc moyen) tandis que les séquences supérieures rétrogradantes correspondent sans doute aux faciès plus profonds de la Formation de Sidi Saïd (Caradoc supérieur), (2) ces deux unités présentent dans les Rehamna des faciès légèrement plus proximaux que les formations du Maroc Central, confirmant encore la polarité apparente sud-nord des systèmes sédimentaires ordoviciens de la Meseta.

or6a : Formation d'El Mechach (Ashgill)

La Formation d'El Mechach correspond à l'essentiel du Membre inférieur de la Formation du Goulibet-El Mesrane telle que définie par C. Hoëpfner (1974), Membre inférieur qui se termine par les barres de quartzite qui constituent dans le présent découpage la Formation du Goulibet.

Il s'agit d'une puissante série essentiellement pélitique qui affleure dans la vaste dépression du Bled El Mechach au sud du Jebel Kharrou et de la Koudiat el Adam. On retrouve également un affleurement de cette formation au sud de la faille des Ouled Ouggad, aux environs de Moulay el Haj (3 km au nord-ouest de Dalaat).

Cette formation se trouve presque partout en polarité inverse et est recoupée par de multiples contacts tectoniques tangentiels qui ne peuvent être réellement mis en évidence que dans les barres de quartzites sus-jacentes. Ces déformations expliquent l'extension variable, parfois très large, de cette formation à l'affleurement, et ne permettent pas de reconstituer son épaisseur originelle. Celle-ci devait néanmoins être de plusieurs centaines de mètres. Il n'existe pas de coupe continue de cet ensemble. Citons pour la partie inférieure la coupe du flanc sud d'El Ouennkel au nord-est de Skoura et celle au nord de l'arête d'El Mesrane pour la partie sommitale.

La limite inférieure de cette formation, le plus souvent recoupée par une surface de glissement tectonique,

correspond à un “hard-ground” visible au sommet de la dernière barre de quartzite de la Formation du Jebel Kharrou. La succession de faciès à la base de la Formation d’El Mechach tend toutefois à prouver d’une part la faible importance de cette discontinuité et d’autre part que cette formation s’inscrit dans la poursuite de la tendance transgressive amorcée dans l’unité sous-jacente. La limite supérieure de la Formation d’El Mechach est graduelle et marquée par un développement rapide des couches de quartzite dans un contexte régressif.

La Formation d’El Mechach débute par un intervalle d’épaisseur décamétrique de schiste sombre homogène au sommet duquel s’individualisent des bancs de grès centimétriques à décimétriques à litage de rides d’oscillation, litage ondulé et litage en “mini-HCS”. Au-dessus, sur une cinquantaine de mètres d’épaisseur, se développe une série silteuse intensément bioturbée à rares bancs gréseux décimétriques à litage oblique (rides) ou ondulé. Cette série évolue en une dizaine de mètres vers une série essentiellement pélitique par l’intermédiaire d’une alternance de plus en plus argileuse à rares bancs de grès parfois légèrement carbonatés, peu bioturbés et à litage ondulé. La Formation d’El Mechach est ensuite composée d’une épaisse série de schistes verts de plusieurs centaines de mètres d’épaisseur. La monotonie de ce faciès est parfois interrompue par la présence de faisceaux métriques à pluridécamétriques d’alternance de schistes et de bancs de grès brun à litage de type HCS très bien développé, parfois déformé par des figures d’échappement d’eau.

Après une phase d’ennoyage bien marquée par les dépôts argileux d’offshore inférieur à la base de la formation, la

succession des faciès décrit une première tendance régressive avec l’installation progressive des faciès silteux bioturbés de transition offshore-shoreface. Cette première séquence est du même ordre de fréquence que les paraséquences décrites dans la moitié supérieure de la Formation du Jebel Kharrou mais témoigne clairement, par l’absence de faciès proximaux de shoreface moyen à supérieur (barre de quartzite), de la rétrogradation des systèmes littoraux déjà mise en évidence. Cette tendance transgressive générale est ensuite accentuée avec le passage progressif à une sédimentation essentiellement pélitique d’offshore inférieur. Dans cette série distale très monotone, les rares faisceaux gréseux à HCS doivent être interprétés comme des dépôts d’offshore supérieur mis en place lors de phases régressives mineures, exprimant ainsi la persistance de cycles sédimentaires en domaine relativement profond.

La Formation d’El Mechach est attribuée à l’Ashgill de par sa position stratigraphique et par la présence de brachiopodes *Salopina* sp., *Ornothyrella ornatella* HAVLICEK, et de trilobites *Brogniartella* sp., *Baniaspis* cf. *globosa* DEST. (Destombes *et al.*, 1982) (photo 9). Cette formation peut être corrélée avec la Formation d’Ould Akra du Maroc Central qui présente un faciès identique, si ce n’est l’absence de faisceaux gréseux à HCS. Ce critère confirme encore une fois le caractère plus proximal des séries ordoviciennes des Rehamna.

or6b : Formation du Goulibet (Ashgill supérieur)

La Formation du Goulibet correspond aux derniers termes du Membre inférieur de la Formation du Goulibet El Mesrane définie par Hœpffner (1974). Il s’agit d’une succession de barres de grès microconglomératique

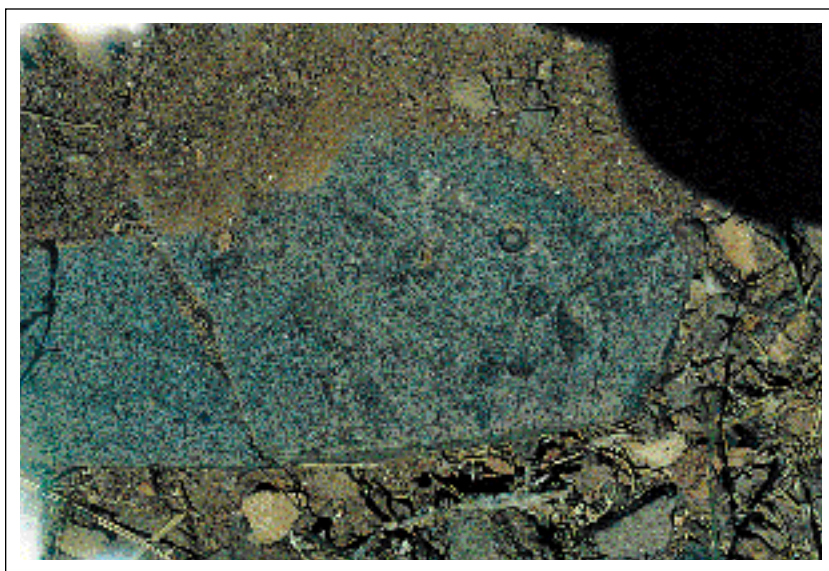


PHOTO 9 : Débris de trilobites et d’échinodermes à la base d’un banc de grès de la Formation d’El Mechach, au sud de la faille des Ouled Ouggad, (X = 297 020 ; Y = 199 140).

et de quartzite d'épaisseur pluri-métrique à pluri-décamétrique séparées par des intervalles silto-gréseux souvent de couleur rouge.

Ces barres de quartzite arment toutes les arêtes rocheuses situées entre Skoura, Amar ben Nouti et El Mesrane. Quelques pointements épars se trouvent également à l'est de l'oued Guettara. Dans le secteur du Goulibet-El Mesrane, ces barres, tantôt en série normale, le plus souvent en série inverse, sont impliquées dans une succession d'écailles et de plis à vergence sud tardifs, affectant les flancs de structures antérieures plissées à vergence ouest ou nord-ouest. Cette déformation polyphasée et notamment l'écailage tardif ne permettent pas d'observer une coupe complète et continue de cette formation. La succession de faciès dans la Formation du Goulibet ne peut donc être reconstituée que de manière imprécise à partir de multiples observations ponctuelles.

Les coupes les plus complètes, bien que recoupées par de multiples troncatures tectoniques, se trouvent sur la rive droite de l'oued Zraïkem en aval de Sidi Bou Keïm et dans les différentes écailles situées entre Amar Ben Nouti et le point coté 385 d'El Mesrane.

Si la limite inférieure de cette formation est graduelle, sa limite stratigraphique supérieure avec les argiles du Silurien correspond à un niveau de décollement majeur et est donc systématiquement tronquée par un contact tectonique tangentiel. L'épaisseur de cette formation est probablement comprise entre 70 et 100 m.

La partie inférieure de la formation affleure relativement bien dans l'écaille la plus septentrionale située immédiatement au sud d'Amar Ben Nouti. Elle comprend

plusieurs barres de grès et de quartzite séparées par des alternances argilo-gréseuses. La première barre d'épaisseur variable (0 à 5 m) est formée de quartzite massif à lits micro-conglomératiques, présentant un litage oblique 3D et litage oblique de type SCS. Des figures de déformations hydroplastiques affectent également cette couche. La deuxième barre est composée d'une succession de bancs décimétriques de grès fin à grossier caractérisés par de très nombreuses figures de déformations sédimentaires (slumps, fentes en gradins, surfaces de glissement, etc.) et des figures d'échappement d'eau. La troisième barre d'épaisseur très variable (3 à 20 m) est constituée de grès argileux vert mal classé à fins graviers de quartz flottant. Cette couche montre une stratification fruste et aucun litage interne. Enfin, une quatrième barre (> 3 m) est composée de couches décimétriques de quartzite présentant quelques lits grossiers centimétriques, et caractérisées par un litage plan ou ondulé, un litage oblique de type SCS, plus rarement un litage oblique de rides chevauchantes subcritiques (photo 10), de mégarides 2D (photo 11) et de rides de courant unidirectionnel. Ces différentes barres sont séparées par des intervalles décimétriques d'alternance de silt argileux vert ou rouge et de bancs centimétriques à décimétriques de grès fin à litage de rides de courant et de rides chevauchantes, à petits HCS et à structure en "balls and pillows". Tous ces faciès ne présentent aucune figure de bioturbation.

La partie supérieure de la formation affleure dans les unités d'El Mesrane. Elle est composée de barres pluri-métriques à pluri-décamétriques de grès-quartzite fin à rares lits grossiers, séparées par de minces niveaux de silt argileux. Ces dépôts gréseux sont organisés en couches relativement tabulaires et présentent la même



PHOTO 10 : Rides chevauchantes dans la Formation du Goulibet (X = 283 320 ; Y = 204 890).



PHOTO 11 : Mégarides 2D dans la Formation du Goulibet à polarité inverse.

association de structures sédimentaires que la dernière barre décrite : litage plan, litage oblique SCS, litage oblique de mégarides 2D, litage de rides chevauchantes subcritiques. Une des barres de quartzite est caractérisée par la présence exclusive d'un litage plan ou faiblement ondulé sur plusieurs mètres d'épaisseur.

Cette association de faciès dans la Formation du Goulibet est interprétée comme une alternance de dépôts d'offshore supérieur et surtout de shoreface dominés par les vagues de tempêtes. Toutefois nombre de critères montrent que ces dépôts se sont mis en place dans un contexte particulier : (1) une très forte énergie des vagues soulignée par les faciès à litage plan comme la taille et la morphologie des SCS, la mise en place de dépôts grossiers mal classés à composante gravitaire (debris flows), (2) une forte charge sédimentaire et un taux de sédimentation important matérialisés par les rides chevauchantes, les figures d'échappement d'eau et figures de déstabilisation synsédimentaires, (3) des conditions paléo-écologiques très défavorables marquées par l'absence de bioturbation, etc. Ces observations permettent d'interpréter cet environnement de dépôt comme celui d'un domaine de plate-forme en contexte périglaciaire caractérisé à la fois par des flux sédimentaires importants (en période de déglaciation) et des conditions hydrodynamiques particulièrement fortes.

Cette interprétation s'accorde avec l'attribution stratigraphique de cette formation à l'Ashgill supérieur sans argument paléontologique mais par corrélation régionale à l'échelle du Maroc (Destombes *et al.*, 1982). Cette période correspond en effet à un épisode glaciaire bien enregistré et bien caractérisé dans la partie proximale du système, en particulier en Mauritanie et

dans le sud du Maroc (Sougy et Lecorché, 1963 ; Beuf *et al.*, 1968 ; J. Destombes, 1968 ; Deynoux, 1980 ; Ghienne et Deynoux, 1998).

La Formation du Goulibet constitue avec la formation sous-jacente une grande séquence régressive sablo-croissante qui traduit une progradation rapide des systèmes silico-clastiques deltaïques (*s.l.*) à la fin de l'Ashgill, probablement en réponse au début du phénomène de déglaciation. Dans le détail, des cycles de plus haute fréquence peuvent être mis en évidence.

La Formation du Goulibet doit être corrélée avec la Formation d'Ezzhiliga du Maroc Central qui présente, une fois encore, des faciès moins grossiers et des critères sédimentologiques plus distaux.

s1-8 : Formation d'El Mesrane (Silurien)

La Formation d'El Mesrane désigne les schistes bleu noir, fins, très homogènes, riches en matière organique, caractérisés par la présence de graptolites datés du Silurien. Dans la précédente nomenclature, cette unité correspondait au Membre supérieur de la Formation du Goulibet El Mesrane (Hoepffner, 1974)

Les schistes du Silurien constituent l'un des niveaux de décollement tectonique majeur de la série paléozoïque, aussi n'affleurent-ils que de manière très discontinue le long de certains décollements et chevauchements affectant la partie supérieure des séries du Jebel Kharrou dans la région d'El Mesrane.

Ces schistes sont exploités en carrière à deux kilomètres au nord-ouest d'Amar ben Nouti (photo 12), le long du

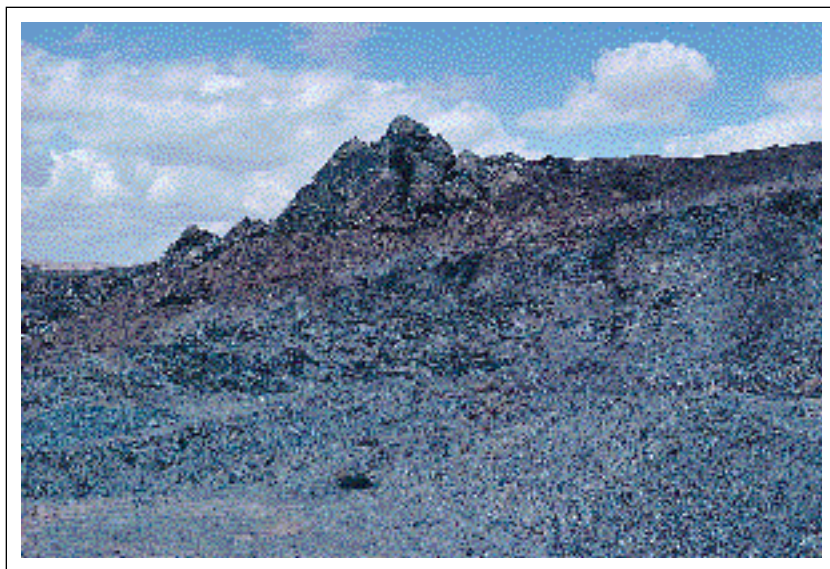


PHOTO 12 : Formation d'El Mesrane (Silurien) surmontée par les quartzites de la Formation du Goulibet (Ashgill) en position renversée (X = 283 200 ; Y = 206 950 ; vue vers le NW).

chevauchement des quartzites de l'Ashgill supérieur sur la Formation d'El Mechach. D'autres affleurements se trouvent dans la prolongement nord-ouest du précédent sur la rive droite de l'oued Zraïkem ou le long de l'oued El Kebir juste en amont de Sidi Ahmed ben Azzouz.

Dans cette carrière (X = 283 200 ; Y = 206 950), les schistes ont livrés une association de graptolites du Télychien inférieur (dét. S. Willefert, octobre 2001) : *Retiolites geinitzianus angustidens* ELLES ET WOOD, *Monograptus priodon* (BRONN), "*Monograptus*" *discus* (TÖRNQUIST), *Pristiograptus nudus* (LAPWORTH), *Spirograptus proteus* (BARRANDE) et *Barrandeograptus* sp.

A l'extrémité est de la crête d'El Mesrane (X = 285 200 ; Y = 204 100), la faune de graptolites indique le Télychien le plus supérieur, zone à *Monoclimatis crenulata* (dét. S. Willefert, octobre 2001) : *Retiolites geinitzianus angustidens* ELLES ET WOOD, *Monograptus priodon* (BRONN), "*Monograptus*" *sartorius* (TÖRNQUIST), *Pristiograptus praedubius* (BOUCEK), *Monoclimatis crenulata* (TÖRNQUIST), *Spirograptus spiralis* (GEINITZ) et *Barrandeograptus pulchellus* (TULLBERG) avec la présence de traces d'Orthocônes et de plaques de Gigantotraccés.

De par sa position structurale, cette formation est toujours fortement déformée et systématiquement limitée vers le bas et le haut par des contacts tectoniques de telle manière qu'il est impossible de connaître la stratigraphie originelle des dépôts du Silurien des Rehamna.

Le faciès exclusivement argileux et très homogène

comme la relative abondance des graptolites témoignent d'un environnement de dépôt calme et relativement profond de plate-forme distale (domaine d'offshore inférieur). Ces dépôts s'inscrivent dans un contexte transgressif global, au cours duquel les systèmes terrigènes bien représentés jusqu'à la fin de l'Ordovicien subissent une rétrogradation de grande ampleur sur les bordures du bassin, induisant un déficit de flux sédimentaire sur la plate-forme et donc une relative condensation des dépôts. Cette remontée majeure du niveau marin eustatique est classiquement reliée au phénomène de déglaciation à la limite Ordovicien-Silurien.

Dévonien probable : Ensemble Médian (fig. 8a)

d-hTKH : Formation de Kef-el-Hamira (Dévonien probable)

La Formation de Kef-el-Hamira correspond à une alternance de barres de quartzite de 2 à 20 m d'épaisseur et d'intervalles de schistes gris-vert, à patine parfois claire ou rubéfiée. Cette formation affleure immédiatement au nord du chaînon de Dalaat dans la partie sud-est de la feuille. Elle présente là une association de faciès et un état de déformation très comparable à ceux des affleurements du secteur de Kef el Hamira qui est situé dans l'angle sud-est de la feuille voisine de Skhour des Rehamna. Ces affleurements ont été précédemment interprétés comme constituant des lambeaux tectoniques dits " méridionaux " à matériel ordovicien supérieur à rattacher à l'unité du Jebel Kharrou (Cornée, 1982).

Cette unité schisto-quartzitique se caractérise par une

déformation particulièrement intense mais dans un climat non métamorphique. Les barres de quartzite très recrystallisées, souvent cataclasées, se présentent sous forme de lentilles tectoniques très discontinues dont l'extension latérale dépasse rarement quelques mètres ou quelques dizaines de mètres. Les limites inférieure et supérieure de cette unité sont interprétées comme des contacts tectoniques tangentiels à composante soustractive dominante. Dans ce contexte, il est impossible de déterminer l'épaisseur initiale de cette formation.

L'intense recrystallisation des barres de quartzite a totalement effacé le litage interne des dépôts originels. Les schistes quant à eux apparaissent relativement fins et homogènes. Il s'y intercale de rares et minces bancs de quartzite fin à surface basale nette et bioturbée, à litage plan ou ondulé. Ces critères sont insuffisants pour déterminer les mécanismes et les environnements de dépôt. De par la stratonomie, nous pensons qu'il s'agit plutôt de dépôts de plate-forme que de dépôts gravitaires profonds.

Quoi qu'il en soit, cette association de faciès ne s'apparente à aucune des formations ordoviciennes de l'unité du Jebel Kharrou. De par sa position structurale et les relations avec les autres unités, nous pensons que cette série schisto-quartzitique pourrait correspondre à une formation d'âge dévonien voire tournaisien.

d-hTR : Formation d'El-Rhar (Dévonien probable)

La Formation d'El-Rhar est représentée par un affleurement situé dans une boutonnière sous la corniche crétacée appelée localement El-Rhar, sur la lisière méridionale de la feuille (X = 286 300 ; Y = 187 600). Cet affleurement montre sur plus d'une centaine de mètres d'épaisseur une série schisto-gréseuse, en position renversée et affectée de nombreux plis métriques en chevron déversés vers le sud-est. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de caractériser les limites inférieure et supérieure de cette série.

Elle est composée d'une alternance de schistes fins gris-vert dominant (90 %) et de minces lits gréseux centimétriques présentant les caractéristiques de turbidites de Bouma distales du type Tb-e, Tc-e : surface basale nette à rares figures de bioturbation et figures de courant (flute-casts), lamination plane, litage de rides de courant unidirectionnel.

Il s'agit donc de dépôts accumulés dans la partie distale d'un système turbiditique en domaine de bassin

relativement profond. Ces faciès et ce contexte sédimentaire sont incompatibles avec ceux des dépôts ordoviciens qui se sont accumulés sur une vaste plate-forme. Nous ne retiendrons donc pas l'attribution stratigraphique ordovicienne proposée pour cet affleurement (Cornée, 1982). Par contre des dépôts turbiditiques profonds sont bien connus dans les séries dévono-carbonifères de la Meseta marocaine. Par affinité de faciès avec les séries turbiditiques du Dévonien du Maroc Central (Formation du Ksiksou ; Razin *et al.*, 2002) et compte tenu de la position structurale de cet affleurement, un âge dévonien à carbonifère inférieur est ici retenu sans plus d'argument.

Viséen moyen (?) à Namurien : Ensemble supérieur (fig. 8c)

L'ensemble supérieur affleure uniquement dans l'angle sud-est de la feuille. Il est représenté par une série datée du Viséen supérieur - base du Namurien. Cette unité repose en contact tectonique sur l'ensemble médian et est recouvert en discordance par les dépôts continentaux attribués au Permien. Cette série carbonifère comprend deux formations lithostratigraphiques : la Formation de Dalaat, composée de faciès relativement peu profond de plate-forme mixte et la Formation d'Hamed-el-Haj, formée de dépôts plus profonds à dominante gravitaire.

Formation de Dalaat

La Formation de Dalaat datée du Viséen supérieur affleure dans les collines de Dalaat (X = 297 000 ; Y = 195 700) qui constituent un relief arqué d'une dizaine de kilomètres de long au nord de Maïât. Elle est impliquée dans de grands plis est-ouest déversés vers le sud tardifs par rapport à une phase de plissement antérieure plus pénétrative. Cette formation montre une succession de faciès de plate-forme variés qui traduisent une évolution d'abord régressive puis transgressive sans discontinuité stratigraphique majeure. Ces faciès sont regroupés en trois membres dont la meilleure coupe peut être observée au droit du point coté 355 m.

hVa : Membre inférieur

Le Membre inférieur affleure sur le flanc nord des collines de Dalaat. Le contact de base de cette unité n'est pas visible mais est interprété comme une troncature tectonique (Cornée, 1982 ; Destombes *et al.*, 1982 ; Piqué *et al.*, 1982), ce que semble confirmer la cartographie et la différence des caractères de déformation entre cette unité relativement peu déformée et l'ensemble médian sous-jacent où les barres de quartzite sont cataclasées (ex : colline de Sidi Jafer). La

limite avec le Membre médian est un contact stratigraphique transitionnel. L'épaisseur du Membre inférieur de la Formation de Dalaat à l'affleurement est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres.

La partie inférieure du membre est très largement recouverte par des éboulis. Elle apparaît en certains points (nord du point 355 m) sous la forme de schistes et siltites verts et rouges homogènes à rares lits de grès d'épaisseur centimétrique. Dans la partie supérieure viennent s'intercaler des barres pluri-métriques (2 à 3 m) de calcaire gréseux à crinoïdes puis de grès fin à ciment carbonaté à litage plan ou ondulé, litage oblique de mégarides 2D (direction de courant WE), litage oblique de type SCS et rares figures de bioturbation. Ces barres (notées hV_{ac}) sont constituées de couches décimétriques amalgamées, les surfaces d'amalgames étant parfois soulignées par des ressauts granulométriques sous la forme de lags de sable grossier. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts littoraux dominés par l'action des vagues en domaine d'avant-plage ("shoreface"). Ces barres sont séparées par des intervalles pluri-métriques (3 à 10 m) mal visibles de schistes à rares bancs de grès à litage oblique de type HCS caractéristiques d'un environnement plus profond d'offshore supérieur. La transition entre les intervalles schisteux et les barres gréso-carbonatées est graduelle. Sur la coupe type, ces dépôts s'organisent ainsi en trois séquences strato-granocroissantes. Ces séquences sont interprétées comme des séquences de progradation littorale en contexte général régressif. Elles assurent la transition entre les dépôts relativement profonds (offshore inférieur) de la base du membre et les dépôts littoraux qui forment le Membre médian.

Ce premier membre n'a livré aucun élément de datation.

La première barre carbonatée de ce Membre inférieur (hV_{ac}) correspond à la base de la formation 1 de l'unité de Dalaat définie par J.-J. Cornée (1982) qui n'a pas considéré les schistes de base comme en continuité stratigraphique avec les carbonates.

hV_b : Membre médian

Le Membre médian est formé d'une barre gréseuse d'une trentaine de mètres d'épaisseur qui arme les crêtes du chaînon de Dalaat. Cette unité se trouve dans la continuité stratigraphique du Membre inférieur.

Elle est composée de grès fin à moyen en couches amalgamées relativement tabulaires, d'épaisseur pluri-décimétriques et stratocroissantes. Dans la partie inférieure de la barre domine un litage oblique de type

SCS tandis que du litage plan et du litage oblique arqué apparaissent également dans les deux tiers supérieurs. Le sommet de la barre est légèrement carbonaté et bioturbé. Une surface durcie (hard-ground) couronne cette unité.

Ces faciès sont interprétés comme des dépôts littoraux de moins en moins profonds allant du shoreface moyen au shoreface supérieur. Ces dépôts terminent la séquence régressive initiée et décrite dans le Membre inférieur.

Ce Membre médian n'a fourni aucun fossile déterminable. Il correspond à l'essentiel de la formation 1 définie par J.-J. Cornée (1982).

hV_c : Membre supérieur

Le Membre supérieur affleure sur le versant sud des collines de Dallat, en contrebas de la barre médiane. Sa limite inférieure est marquée par une discontinuité stratigraphique mineure (hard-ground). A l'affleurement, il est recouvert en discordance par les dépôts continentaux du Permien fortement basculés vers le sud. Sous cette discordance, il est probable que cette unité passe progressivement à la Formation d'Hamed-el-Haj. L'épaisseur de ce Membre supérieur de la Formation de Dalaat à l'affleurement est estimée de l'ordre de 80 m.

La partie inférieure (25 m) de ce dernier membre est composée d'une alternance de pélites silteuses bioturbées, de bancs centimétriques à décimétriques de grès à litage plan et litage oblique de type HCS, et de barres pluri-métriques (4 à 6 m) de grès à litage oblique arqué et SCS, de calcaire gréseux et de calcaire oo-bioclastique (hV_{cc}) relativement grossier. Ces faciès s'organisent en plusieurs paraséquences décimétriques strato-granocroissantes qui peuvent être aussi interprétées comme des séquences de progradation littorale en domaine d'offshore supérieur et de shoreface. Ces séquences s'empilent cependant selon un mode rétrogradant, les faciès argilo-silteux d'offshore se développant de plus en plus au détriment des barres gréseuses et carbonatées de shoreface. Ces séquences enregistrent donc une "rapide" phase de transgression et un approfondissement du domaine de plate-forme.

La partie supérieure de ce membre (> 55 m) est principalement composée de siltstone vert à rares bancs gréseux qui correspondent à des dépôts de plate-forme distale (offshore), confirmant la tendance transgressive mise en évidence dans la partie inférieure de cette unité.

Les calcaires oolitiques et bioclastiques grossiers renferment des débris de polypier, brachiopode, échinoderme, bryzoaire, algues, foraminifères. Le

contenu paléontologique de ces calcaires suggère un âge Viséen supérieur (Biozone Cfm6 = V3b /). Il se caractérise par l'association suivante (dét. D. Vachard) :

- algues et pseudo-algues : *Koninckopora sahariensis* CHANTON, 1964, *Koninckopora tenuiramosa* WOOD, 1982, *Zidella aurivella* (VACHARD, 1977), *Kamaenella denbighi* MAMET & ROUX, 1972, *Stacheoides "tenuis"* PETRYK & MAMET, 1972, *Aoujgaliab* sp., *Epistacheoides* sp.
- foraminifères : *Pseudoammodiscus* (?) sp., *Endothyra* sp., *Endothyranopsis compressa* (RAUSER & REITLINGER in Rauser et al., 1936), *Endostaffella* sp., *Endotaxis* (?) sp., *Tetrataxis* sp., *Earlandia minor* (RAUSER, 1948), *Caligella* (?) sp., *Granuliferella* (?) sp., *Endothyra* ex gr. *Similis* RAUSER & REITLINGER in RAUSER et al., 1936), *Endothyranopsis* (?) sp.

En conclusion, la Formation de Dalaat est constituée de dépôts de plate-forme mixte (carbonatée et terrigène) datés du Viséen supérieur dans le Membre supérieur – ce qui n'exclut pas le Viséen moyen pour les membres sous-jacents (?). Ces dépôts montrent d'abord très clairement une tendance régressive à travers l'installation progressive de faciès littoraux dans les membres inférieur et surtout médian. Une phase d'approfondissement marquée débute dans le Membre supérieur qui conduira au développement d'une sédimentation gravitaire dans la formation sus-jacente.

A titre d'hypothèse, le comblement momentané du bassin précédant une nouvelle phase de subsidence pourrait être ici l'enregistrement sédimentaire de la phase tectonique intra-viséennne qui s'exprime ailleurs par des déformations et/ou une émergence avant le développement des bassins flexuraux à sédimentation gravitaire du Namurien.

hVd-N : Formation d'Hamed-el-Haj (Viséen supérieur - Namurien)

La Formation d'Hamed-el-Haj qui correspond à la formation 3 de J.-J. Cornée (1982) affleure de manière très sporadique sous les formations superficielles de la région d'Hamed-el-Haj au nord-ouest de Maïat. Il s'agit d'une série à dominance schisto-gréseuse qui apparaît le plus souvent très fortement déformée par plusieurs générations de structures tectoniques (plis, cataclase).

La limite inférieure de cette unité ne peut être observée mais l'analyse de faciès tend à montrer que cette formation se situe dans la continuité stratigraphique de la Formation de Dalaat. Cette formation est recouverte en

discordance par les dépôts continentaux du Permien. Ces conditions d'affleurement ne permettent pas d'analyser une coupe continue de cette série stratigraphique ni d'évaluer l'épaisseur.

Les meilleurs affleurements, bien que très discontinus, se trouvent à 1 km environ au nord de Dalaat, sur les deux rives de l'oued Dalaat.

La Formation d'Hamed-el-Haj est composée principalement de schistes gris-vert, dans lesquels s'intercalent des couches décimétriques de calcaire bioclastique à crinoïdes et brachiopodes, et des bancs de grès fin à grossier, parfois micro-conglomératique à la base. Les couches de calcaire bioclastique ont tendance à disparaître vers le haut. Les bancs de grès présentent des surfaces de stratification nettes, un granoclassement normal et un litage plan ou légèrement ondulé surmonté de rides de courant unidirectionnel. Ces faciès peuvent être interprétés comme des dépôts turbiditiques d'abord mixtes puis principalement terrigènes accumulés dans un environnement relativement profond.

Les couches de calcaire bioclastique renferment des débris de Productacea, d'algues *Nostocites* (?) sp., de pseudo-algues *Stacheoides* (?) sp., ainsi qu'une association de foraminifères *Diplosphaerina inaequalis*, 1931, *Pseudoammodiscus* sp., *Endotaxis brazhnikovae* (BOGUSH & JUFERREV, 1962) (dét. D. Vachard, 2001). Cette association peut être rattachée aux biozones Cfm8 ou 9 (= v3c ou E1) du sommet du Viséen ou de la base du Namurien.

Le développement d'un bassin turbiditique profond, interprété comme un bassin flexural, est bien connu au Namurien sur la Meseta marocaine, en particulier dans le synclinorium du Fourhal (Baudin et al., 2002).

Filons tardi-hercyniens (Stéphanien à Autunien)

hSQ : Quartz, en filons

Quelques rares filons de quartz d'épaisseur métrique à plurimétrique, subméridiens et généralement fortement inclinés vers l'est, sont encaissés dans l'Unité des Ouled Hassine à deux endroits de la carte :

- le principal filon peut être observé sur le versant oriental de la colline d'El Menaat (X = 280 200 ; Y = 202 400) ; d'une puissance de plusieurs mètres, ce filon dichotomisé nourrit la plaine d'épandage qui s'ouvre à l'est en un glaciaire de quartz blanc très caractéristique ;
- un affleurement se situe sur la colline de Moulay Haïcham (X = 293 600 ; Y = 199 580), où des

filons, inclinés vers l'est, tronquent les quartzites de l'Unité des Ouled Hassine.

Ces filons recoupent les structures hercyniennes et n'affectent jamais les dépôts permien ; pour cela ils pourraient être assimilés au réseau filonien tardi-granitique qui se développe plus à l'ouest, aux alentours des plutons de leucogranites peralumineux (cf. carte de Skhour des Rehamna).

PERMIEN (AUTUNIEN)

Les formations attribuées au Permien couvrent près de la moitié de la carte si l'on fait abstraction des formations superficielles. Elles sont réparties de part et d'autre du "horst" de Guelb Larach - Ouled Ouggad (cf. coupe de la carte géologique), à savoir, dans la moitié sud de la carte, au sud de la faille normale régionale des Ouled Ouggad (graben de Nzalet el Hararcha), et dans le quart nord-est de la feuille (graben de l'oued Oum er Rbia), au nord de la faille mineure de Draa el Rhanndour (X = 294 000 ; Y = 202 600). Cette géométrie en horsts et grabens est tardive par rapport aux dépôts permien mais il n'est pas exclu qu'elle résulte de la réactivation de failles permien qui auraient contrôlé la mise en place de ces dépôts.

Le Permien est composé de roches détritiques continentales à prédominance de conglomérats (r1) surmontées par d'abondantes coulées de roches volcaniques intermédiaires (r^s) qui sont localement recoupées par des dômes-coulées de rhyodacite ou de rhyolite (r^o). D'abondants filons et sills de roches subvolcaniques intermédiaires (rμ) recoupent les formations anté-permien et, dans le cas du graben de Nzalet el Hararcha, des sédiments détritiques permien. Au moins un filon de microgranite porphyrique (rμ) de chimisme analogue à celui des dômes-coulées de rhyodacite à rhyolite a été observé. Enfin, des filons de brèche hydrothermale à ciment carbonaté et ferrugineux (Ca) recoupent les laves du petit massif de Draa Tolba (X = 297 190 ; Y = 197 960), à l'extrémité nord-est du graben de Nzalet el Hararcha et jalonnent la faille de Draa el Rhanndour (X = 294 000 ; Y = 202 600).

La paléosurface permien s'observe fréquemment à la base des dépôts conglomératiques mais aussi à la base de certaines coulées volcaniques. Les coulées reposent donc, soit sur les conglomérats, soit parfois directement sur le socle. Nous interprétons ces relations géométriques en invoquant l'existence d'un paléorelief marqué (grabens ?) lors des dépôts permien : les conglomérats auraient comblé des dépressions, les coulées auraient ensuite recouvert les reliefs environnants ainsi que les

conglomérats. Le paléorelief peut parfois s'observer à l'échelle de l'affleurement, par exemple au point X = 289 680 ; Y = 207 490 où un pointement de quartzite vertical, de 3 mètres de haut, est moulé par une coulée volcanique.

D'orientation générale E-W, le graben de Nzalet el Hararcha s'étend sur une grande partie de la moitié méridionale de la carte, depuis Ouled Sbaya au NNE jusqu'à Saïd el Moussa au SSW et se poursuit sur le territoire de la carte Skhour des Rehamna à l'ouest de Saïd el Moussa. Au sud, ce bassin est recouvert en discordance angulaire par les dépôts sédimentaires du Crétacé. Le graben de l'oued Oum er Rbia affleure au sud et à l'ouest du lac de barrage de cet oued, dans la partie nord-est de la carte. Dans ces deux grabens les médiocres conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer les relations entre les roches sédimentaires détritiques et les roches volcaniques.

Les études géochimiques (cf. plus loin) réalisées sur l'ensemble des cartes de Skhour des Rehamna et de Jebel Kharrou permettent de conclure que les filons et sills de roches intermédiaires ont alimenté les coulées de laves de composition trachytique à dacitique qui se trouvent au sein des grabens de Nzalet el Hararcha et de l'oued Oum er Rbia, tandis que les filons de microgranite porphyrique, plus tardifs, ont alimenté les dômes-coulées de rhyodacite à rhyolite.

Dépôts sédimentaires continentaux

r1 : Série terrigène continentale : conglomérats prédominants, grès, argilites

Cette série déritique continentale de teinte rouge est composée de conglomérats prédominants avec quelques intercalations de grès et d'argilites. Elle présente de nombreuses analogies avec la Formation de Mechra Ben Abbou (Michard, 1976), située dans le nord des Rehamna et bien conservée dans un bassin faillé subméridien.

Des études antérieures (Gigout, 1951, 1955 ; Hoepffner *et al.*, 1972 ; Michard, 1976 ; Tisserant, 1977 ; Michard *et al.*, 1982 ; El Kamel, 1987 ; El Kamel et Muller, 1987 ; Khouch, 1988 ; Muller *et al.*, 1991 ; Damotte *et al.*, 1992), nous retiendrons :

- la grande puissance de cette série, qui pourrait atteindre 2000 m ;
- son caractère de molasse post-orogénique continentale ;
- un âge pouvant aller du Westphalien supérieur au Permien.

Sur le territoire de la carte de Jebel Kharrou elle constitue la majeure partie du remplissage de la moitié NNW du graben de Nzalet el Hararcha et apparaît en bordure ouest du graben de l'oued Oum er Rbia.

Graben de Nzalet el Hararcha

Dans le secteur de Nzalet el Hararcha - Saïd ou Moussa, les dépôts ont une épaisseur dépassant 800 m et présentent le plus souvent un aspect chaotique avec des blocs et des galets (quartzites surtout) mal classés. L'environnement de dépôt de cette formation correspond à une zone proximale avec des apports terrigènes en coulées boueuses à base ravinante, sur une pente qui facilite et oriente l'évacuation des décharges grossières de type "alluvial fan deposits" – avec formation d'un cône alluvial.

Dans le secteur de l'oued Dalaat, les dépôts sédimentaires de la partie NE du graben ont une épaisseur supérieure à une centaine de mètres et sont constitués de bancs de conglomérats de puissance décimétrique à métrique qui alternent avec des microconglomérats, des grès grossiers et des argilites rouges ou verdâtres. Les conglomérats, les microconglomérats et les grès sont chenalisés avec, comme structures internes, un litage horizontal ou oblique et des galets imbriqués. En limite nord-est du graben (point JKPC121, X = 299 170 ; Y = 197 840) un bon affleurement (photo 13) montre un granoclassement normal avec passage progressif d'un conglomérat à un grès fin, tandis qu'un peu plus au nord, près de Ouled Sbaya, les conglomérats sont démantelés par l'érosion de sorte que les galets sont déchaussés de leur matrice et épars. Le milieu de dépôt correspond à un régime fluvial distal.

Graben de l'oued Oum er Rbia

Des roches sédimentaires détritiques apparaissent en bordure occidentale de ce graben et en particulier sur les deux rives de l'oued el Melah, au SW du lac de barrage. En rive gauche (nord) affleurent des conglomérats surmontés de grès fins. En rive droite se trouvent des argilites rouges renfermant un banc de grès gris d'environ 50 cm d'épaisseur ; un peu plus au sud, des barres de quartzite de l'Asghill "émergent" des sédiments détritiques démantelés par l'érosion et encore plus au sud (point JKPC65) affleurent, de façon isolée et discontinue, des bancs de conglomérats polygéniques (photo 14) d'environ 1 m de puissance visible.

Roches magmatiques et hydrothermales

Lithologie et pétrographie

rp : Micromonzonite quartzifère, micromonzodiorite quartzifère, microdiorite quartzifère, micromonzodiorite ou microdiorite, en filons et sills

De très abondants filons et sills de roches subvolcaniques intermédiaires recoupent les unités anté-permiennes des cartes de Skhour des Rehamna et de Jebel Kharrou. Sur le territoire de la présente carte, ces filons et sills se trouvent essentiellement dans la moitié occidentale et il existe en outre quelques filons qui recoupent les sédiments détritiques permien, dans la partie centrale du graben de Nzalet el Hararcha.



PHOTO 13 : Affleurement de roches sédimentaires détritiques du Permien, au sud d'Ouled Sbaya (point JKPC121).



PHOTO 14 : Conglomérat polygénique du Permien, en limite ouest du graben de l'oued Oum er Rbia (point JKPC65).

Filons et sills intrusifs dans les unités anté-permiennes

Ces corps sont :

- soit subverticaux, ordonnés en faisceaux de direction N20 à N60°E prédominante ;
- soit à pendage faible, concordants avec la schistosité ou la foliation de leur encaissant, de sorte que leurs intersections avec la surface topographique ont des formes curvilignes.

Les pendages faibles expliquent les grandes surfaces structurales de certains de ces filons comme par exemple sur les affleurements de Souk el Had et de Ksikis. En outre, l'aspect plissé de certains sills, comme celui de Khenouga, n'est qu'apparent et correspond à un mimétisme de la structure antérieure de l'encaissant qui a guidé l'intrusion magmatique. Cette situation rappelle deux cas de figures analogues observés dans les filons de "microdiorite" des Jebilet (Huvelin, 1971 ; 1977) et les dolérites du Jurassique de l'Anti-Atlas (Hollard, 1971).

La puissance des filons varie généralement entre 1 et 10 m, mais peut atteindre 20 m localement. Ils peuvent être lenticulaires sur quelques mètres ou se suivre sur plusieurs kilomètres : 5 km dans la région de Guelb Lahrach.

Dans ces filons la texture est fréquemment microgrenue porphyrique à intergranulaire (échantillons JKYN 6 et 7 par exemple) au cœur, alors qu'elle est microlitique porphyrique et parfois fluidale au sein des "bordures figées", de puissance pluricentimétrique, comme par exemple dans l'échantillon JKYN27 (photo 15) qui a une composition de micromonzodiorite à biotite chloritisée.

Les terrains encaissants semblent n'avoir pratiquement pas subi de métamorphisme de contact. Certains filons sont particulièrement riches en enclaves de nature diverse (schistes, micaschistes, amphibolites, quartzites). Un fait remarquable est l'existence au point JKYN84, situé à l'WSW de Guelib el Mechech, d'enclaves grenues riches en amphibole de type kaersutite. La présence locale d'enclaves de granitoïdes (Huvelin, 1977 ; Høppfner *in* Michard, 1982) montre que la mise en place des filons est postérieure aux intrusions granitiques.

Sur le plan structural, les filons ne montrent aucune trace de déformation synschisteuse. En outre, ils recoupent les plis majeurs nés de la déformation hercynienne et les kinks-bands affectant la schistosité. D'après Gigout (1951) et Diot (1989) ils traversent certains massifs de granites hercyniens des Rehamna ; cependant, nous n'avons observé aucun filon de roche intermédiaire au sein des petits massifs de leucogranites de la carte de Skhour des Rehamna.

Høppfner (*in* Michard, 1982) souligne la variété pétrographique des roches subvolcaniques, de teinte gris rosâtre ou gris verdâtre, qui constituent ces filons. Les études pétrographiques réalisées dans le cadre du présent projet confirment cette variété qui, dans le diagramme QAP de la nomenclature internationale (Streckseisen, 1973), couvre la gamme suivante : micromonzonite quartzifère, micromonzodiorite quartzifère, microdiorite quartzifère, micromonzodiorite, microdiorite.

Les compositions les plus basiques correspondent aux filons des points JKYN24 et JKYN27, situés au NNW de la localité de Saïd ou Moussa. Ces deux filons ont une direction N30°E, un pendage de 30 à 40° vers l'ESE, une

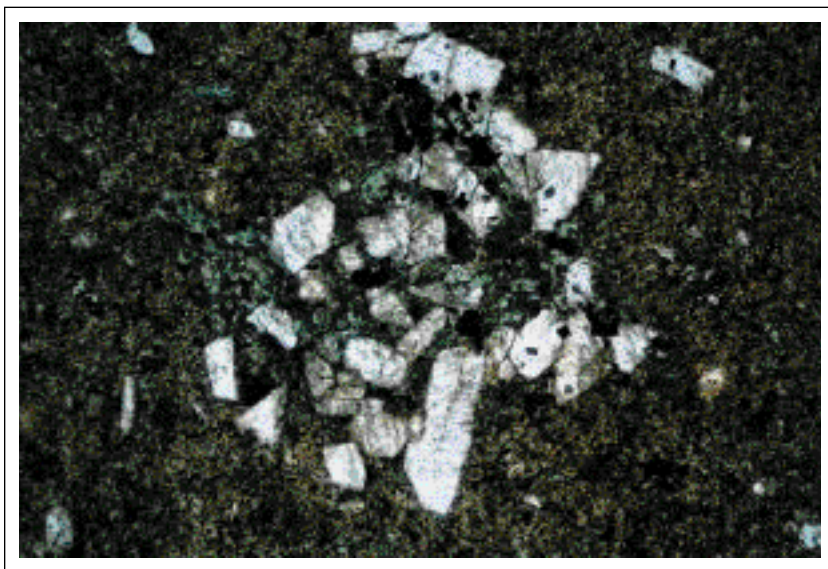


PHOTO 15 : Microphotographie en "lumière naturelle" d'une micromonzodiorite quartzifère à texture microlitique et porphyrique.

puissance de 3 à 4 m et une extension latérale ne dépassant pas une dizaine de mètres. L'étude pétrographique des lames minces montre une texture microgrenue intergranulaire, légèrement porphyrique et une composition de micromonzodiorite à clinopyroxène, amphibole et rare biotite. Le plagioclase, fortement altéré en séricite et opacifié, est abondant sous forme de microlattes divergentes et de quelques petits phénocristaux ; les reliques fraîches ont une composition d'andésine à labrador.

Filons recoupant les sédiments détritiques permians du graben de Nzalet el Hararcha

Une douzaine de filons figurent sur la carte. Ces filons, d'épaisseur comprise entre 1 et 50 m, occupent les plans de fracturation des terrains encaissants. Ils présentent des pendages forts de 65 à 80°. Leur orientation est variable : N65-75°E, N90-110°E, N120-135°E. Au niveau de l'affleurement JKYN122 situé à l'ESE de Sidi bou Jmel, on note une bordure figée centimétrique et un léger métamorphisme de contact dans les terrains détritiques encaissants.

Les filons de la colline de Draa el Baroud (points JKYN1118 et 120) ont une direction N95°E. L'échantillon JKYN120-2 (X = 287 090 ; Y = 191 828) est constitué d'une roche subvolcanique relativement fraîche, formée d'environ 10 % de phénocristaux de taille millimétrique, noyés dans une pâte amygdalaire de teinte gris vert. Les phénocristaux sont formés des minéraux suivants : plagioclase en lattes de teinte blanchâtre, silicates ferromagnésiens chloritisés, quartz en cristaux arrondis. L'étude de la lame mince correspondante montre une texture microlitique fluidale,

à tendance trachytique, légèrement porphyrique, et une composition de microdiorite quartzifère : plagioclase prédominant, sous forme de petits phénocristaux et de microlites, silicates ferromagnésiens (amphibole probable et clinopyroxène ?) totalement pseudomorphosés en chlorite et parfois calcite et produits ferrugineux ; quartz ; magnétite, partiellement hématitisée, et apatite accessoire.

L'échantillon JKYN118 (X = 288 232 ; Y = 191 694) se singularise par sa texture microgrenue intersertale : d'abondantes microlattes jointives de plagioclase altéré forment des charpentes triangulaires aux espaces interstitiels colmatés par un verre et des minéraux secondaires : chlorite et calcite.

r⁵ : Trachyte, latite, andésite ou dacite, en coulées aériennes

Les laves permianes sont relativement abondantes sur le territoire de la présente carte où elles sont spatialement associées aux roches sédimentaires détritiques des deux grabens. Dans le graben de Nzalet el Hararcha elles constituent d'une part un vaste massif occupant la partie sud-est du graben, mais affleurant de façon discontinue en raison des formations superficielles de recouvrement, et, d'autre part, deux petits massifs situés dans la partie nord-est du graben, l'un au nord de Draa el Rebib et l'autre autour de Draa Tolba. Dans le graben de l'oued Oum er Rbia, elles constituent le massif de Draa el Kohol, au sud du lac de barrage.

Les affleurements sont abondants, notamment dans les zones de collines comme par exemple à :

- Draa el Kohol, Gaour er Rma, El Aouina et Sidi el

- Ouglib, dans le graben de l'oued Oum er Rbia ;
- Draa Tolba ;
 - Lalla Naga, Toumiat et le soubassement nord du plateau des phosphates pour le massif méridional du graben de Nzalet el Hararcha.

Les laves de teinte grise à violacée, sont fréquemment vacuolaires et se présentent en coulées généralement massives (photo 16). Cependant, l'observation des processus éruptifs n'est pas facile, à cause d'un diaclasage intense, voire de la présence locale de couloirs de fracturation dans lesquels la roche présente un débit en plaquettes, comme par exemple au sommet de la colline de Draa Barka (JKPC70 X = 291 292 ; Y = 203 310 ; Z = 308).

Deux faciès particuliers, de teinte violacée, affleurent au point JKPC87 (X = 295 876 ; Y = 202 624) juste au nord de la limite sud du massif de Draa el Kohol, sous forme d'une petite barre de direction N125°E et de 2 à 4 m de puissance :

- une autobrèche constituée d'éléments volcaniques anguleux, de 1 mm à 3 cm de long, et d'un ciment très ferrugineux ;
- un faciès finement "lité", associé à cette autobrèche.

Les études de lames minces réalisées dans le cadre du présent travail confirment la variété pétrographique mise en évidence lors de travaux antérieurs (Gigout, 1951, 1955 ; Hœpfner *in* Michard, 1982). La texture est microlitique, porphyrique et/ou amygdalaire ; elle est fluidale dans le cas du faciès lité associé à l'autobrèche du point JKPC87. Les compositions minéralogiques et chimiques (cf. tableau 2, diagrammes et commentaires plus loin)

permettent de mettre en évidence la variété de roches volcaniques suivante : trachyte, trachy-andésite (latite), trachy-andésite basaltique, andésite et dacite. Tous les échantillons étudiés sont affectés par des phénomènes d'altération se traduisant par :

- la présence d'un ou plusieurs des minéraux secondaires suivants : phyllites, chlorite, néobiotite, carbonate(s), quartz, (hydr)oxydes de fer ;
- des pertes au feu élevées (2,46 à 4,58 %) qui ont amené à recalculer sur une base anhydre les compositions en certains éléments majeurs ; après cette correction, toutes les roches analysées ont une composition intermédiaire, SiO₂* variant entre 53,28 et 62,79 % (cf. plus loin tabl. 2).

Trachy-andésite basaltique

Le terme le plus basique est une trachy-andésite basaltique représentée par l'échantillon JKPC112 dont la teneur en SiO₂ est de 53,28 % après correction par la perte au feu (4,58 %). Cet échantillon (photo 17) a une texture microlitique et amygdalaire et la composition minéralogique suivante : abondants microlites de feldspaths ; abondants minéraux opaques (magnétite-hématite) interstitiels ; fantômes d'un silicate ferro-magnésien ferruginisé qui était probablement une amphibole titanifère de type kaersutite ; amygdales de calcite plus silice cryptocristalline ; taches de carbonate éparses.

Andésite

L'échantillon JKPC70 est une lave andésitique dont la texture microlitique amygdalaire est estompée par une altération hydrothermale à carbonates ± chlorite et/ou



PHOTO 16 : Coulée volcanique permienne au sud d'El Hadada (X = 285 730 ; Y = 187930, vue vers l'est).

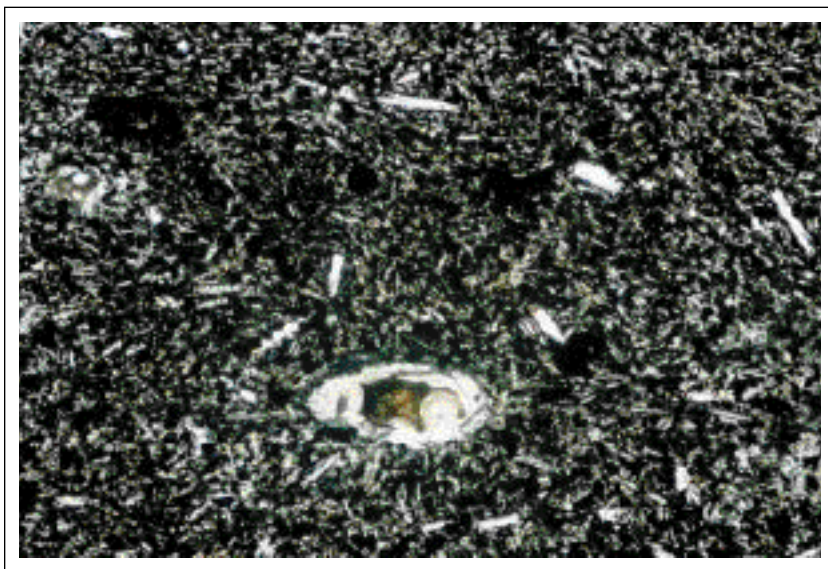


PHOTO 17 : Microphotographie en "lumière naturelle" d'une trachy-andésite à texture microlitique et légèrement amygdalaire.

néobiotite. En dehors de ces minéraux la paragenèse comprend du plagioclase en groupes de microlites, un silicate ferro-magnésien (probable amphibole) complètement pseudomorphosé en phyllites vert bleuté et de la magnétite plus ou moins hématitisée. Les amygdales sont constituées – du cœur à la périphérie – de quartz, hématite et phyllites vertes.

Des coulées d'andésite affleurent également au nord de Draa el Rebib. Elles constituent un empilement de 15 à 20 m de puissance, intercalé dans une série sédimentaire formée de conglomérats rouges à galets d'andésite alternant avec des microconglomérats, des grès et des argilites rouges ou verdâtres.

À l'échelle de l'affleurement, ces coulées sont le plus souvent vacuolaires et ont une couleur grise, noire ou verdâtre quand elles sont altérées. Elles présentent un débit en lauzes de taille centimétrique à décimétrique. En lame mince (JKYN331), la texture est microlitique porphyrique (jusqu'à 15% de phénocristaux) très souvent fluidale. L'assemblage minéralogique est composé de plagioclase, de fantômes de silicates ferromagnésiens et de minéraux accessoires. Le plagioclase, fréquemment altéré en calcite et séricite, se présente en cristaux automorphes à subautomorphes, parfois zonés. Les silicates ferromagnésiens apparaissent en cristaux automorphes à subautomorphes complètement pseudomorphosés en phyllites vert bleuté et oxydes ; leurs habitus évoquent des pyroxènes et des amphiboles. La mésostase est constituée de fantômes de silicates ferromagnésiens chloritisés et oxydés, d'abondants microlites de plagioclase orientés et moulant des phénocristaux et des vacuoles, et de magnétite accessoire.

Trachyte, trachy-andésite (latite)

L'échantillon JKYN46 est une trachy-andésite proche à la fois d'une trachyte, d'une andésite et d'une dacite (cf. plus loin, diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 , fig. 9). Sa texture est microlitique porphyrique et sa composition minéralogique est la suivante : feldspaths prédominants, sous forme de phénocristaux d'albite et de microlites de plagioclase et de possible feldspath potassique ; fantômes de petit phénocristaux d'un silicate ferro-magnésien (amphibole ?) altéré en microphyllites et/ou carbonate et produits ferrugineux ; magnétite partiellement hématitisée ; minéraux accessoires : apatite, quartz, calcite, néobiotite, zircon.

Dacite

L'échantillon JKPC81 est une dacite à texture microlitique et porphyrique, constituée des minéraux suivants : plagioclase en phénocristaux automorphes et en microlites ; quartz en cristaux arrondis ; silicate ferro-magnésien (amphibole ?) en petits prismes plus ou moins opacifiés, à cœur de phyllites secondaires ; abondante magnétite partiellement hématitisée ; apatite accessoire.

L'échantillon JKYN43 est une dacite potassifiée à texture microlitique, fluidale et porphyrique. Les phénocristaux ont une longueur de 1 à 2 mm et sont formés des minéraux suivants : plagioclase (andésine) parfois potassifié et plus ou moins calcitisé, quartz à facture rhyolitique, silicate ferro-magnésien (amphibole ?) totalement oxydé. La mésostase comprend du plagioclase en microlites, de l'abondante biotite altérée en phyllites verdâtres plus minéraux de fer-titane et

d'abondants minéraux opaques, dans un fond vitreux semblant être riche en feldspath potassique. La potassification fait que cet échantillon se trouve dans le champ des trachytes dans le diagramme de classification chimique $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (cf. plus loin, fig. 9).

Faciès particuliers

Le faciès "lité" du point JKPC87 est un faciès de dôme-coulée qui semble avoir une composition dacitique. La texture est fluidale avec quelques microlites de feldspaths dispersés dans un fond dévitrifié à aspect granophyrique ; le "litage" est dû à des traînées de minéraux opaques. La roche est constituée d'abondants feldspaths, de minéraux opaques (magnétite-hématite) et de minéraux carbonatisés et/ou ferruginisés en forme de taches. Le faciès autobréchique qui lui est associé est composé de fragments anguleux d'une roche analogue dans un ciment très ferrugineux.

Le faciès silicifié et envahi de carbonate(s) (échantillon JKPC84, photos 18a et b), cartographié avec le symbole Ca (cf. plus loin), qui se trouve en limite sud du massif de Draa el Kohol, a une texture microlitique, légèrement porphyrique et très amygdalaire. Il a une composition de latite ou d'andésite avec la paragenèse suivante :

- petits phénocristaux opacifiés probablement constitués d'olivine d'après leur forme ;
- microlites de feldspath silicifié à aspect chertueux ;
- abondants minéraux opaques (magnétite-hématite) interstitiels ;
- abondantes amygdales constituées de quartz et/ou de calcite plus parfois des minéraux opaques.

rp : Microgranite porphyrique à biotite, en filons

Ce microgranite se distingue par :

- sa texture porphyrique et sa composition modale : il est relativement pauvre en quartz et riche en biotite ce qui lui confère un caractère mésocrate ;
- la présence locale de petites enclaves de roches microgrenues permienues de type r ;
- un chimisme faiblement acide ($\text{SiO}_2^* = 68\%$), proche de celui d'une rhyodacite (JKYN45) du Permien qui constitue un dôme-coulée dans le quart nord-est de la carte, au sud du lac de barrage de l'oued Oum er Rbia.

Les données recueillies sur le territoire couvert par la réunion des cartes de Jebel Kharrou et de Skhour des Rehamna permettent de supposer que ce type de microgranite constitue les filons d'alimentation de dômes-coulées de rhyodacite du Permien.

Un seul filon de microgranite porphyrique figure sur la présente carte, dans le quart nord-ouest de cette carte. De direction générale N65°E, il arme un chaînon de petites collines au sud de la piste qui mène de Souk el Had au lac de barrage de l'oued Oum er Rbia. Dans son prolongement ENE, à environ 3 km de son extrémité orientale se trouve le dôme-coulée de rhyodacite de l'oued Guettara, ce qui suggère que le filon a alimenté ce dôme.

Sur le terrain ce microgranite porphyrique se distingue aisément : il est constitué d'une mésostase microgrenue, de teinte rose sombre à rouge brique, dans laquelle sont sertis d'abondants phénocristaux de 1 mm à 1 cm de long. Parmi les phénocristaux il est facile de distinguer

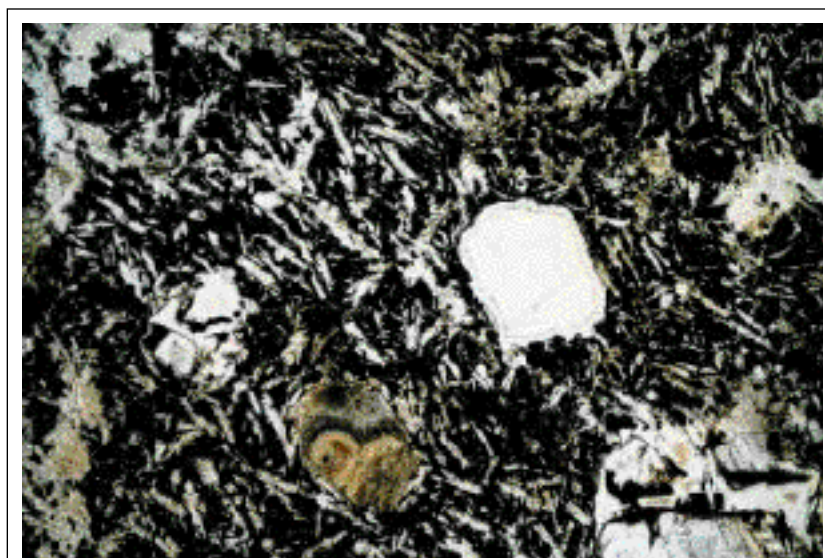


PHOTO 18a : Microphotographie en "lumière naturelle" d'une andésite silicifiée et envahie de carbonates.

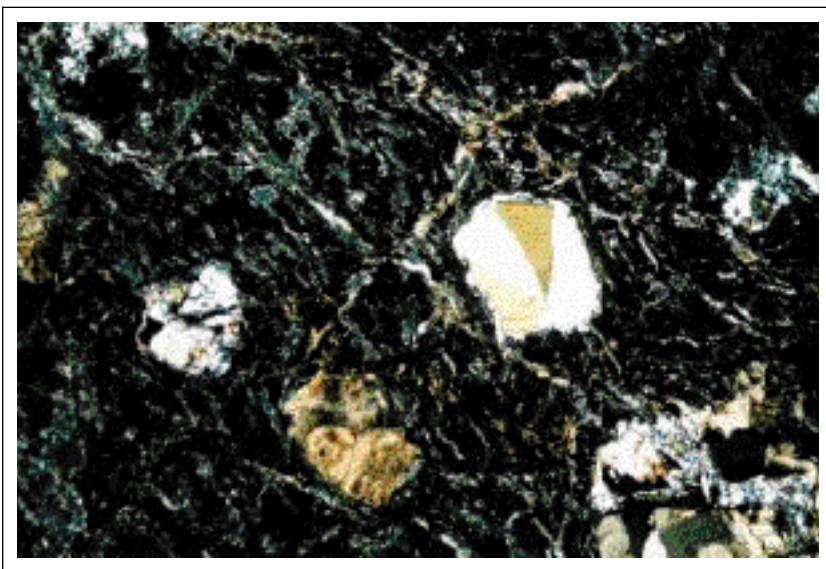


PHOTO 18b : Même vue microphotographique en "lumière polarisée".

des tablettes de plagioclase altéré de teinte vert pâle et de feldspath potassique rose, des cristaux arrondis de quartz à éclat vitreux et des paillettes de biotite chloritisée. L'échantillon JKYN8 renferme de petites enclaves, de 1 à 3,5 cm de long, constituées d'un fond verdâtre à grain très fin dans lequel sont parfois sertis des cristaux de quartz et de feldspaths de 1 à 5 mm de long, qui correspondent à des xénocristaux dus à une contamination des enclaves par le magma granitique.

L'étude d'une lame mince (JKYN8) permet de préciser que les phénocristaux constituent 25 à 30 % du volume de la roche et sont formés des minéraux suivants par ordre d'abondance décroissante :

- plagioclase, zoné ou non, fortement séricitisé c'est-à-dire envahi de micropaillettes de micas secondaires (illite, phengite) ;
- quartz en cristaux arrondis et isolés ;
- biotite entièrement pseudomorphosée en chlorite verte plus minéraux de fer et/ou titane ;
- feldspath potassique à inclusions de petites lattes de plagioclase.

La mésostase microgrenue est composée d'un assemblage de feldspaths, de quartz, de biotite chloritisée et de minéraux opaques. L'extrême finesse du grain et l'altération rendent difficile la détermination des feldspaths et donc la détermination de la roche dans le diagramme QAP de la nomenclature internationale (Streckeisen, 1973).

Cependant, la roche semble être un monzogranite un peu plus riche en quartz que dans le cas de filons de microgranite de la carte Skhour des Rehamna à 1/50 000. Pour ces derniers, une datation U-Pb par dissolution

sur zircon donne, pour l'échantillon SRYN37-1 (X = 262 424 ; Y = 198 893), un âge de $285,4 \pm 6,1$ Ma (Guerrot, 2001), ce qui situe la mise en place du magmatisme acide rhyodacitique à l'Autunien (Permien).

r : Rhyodacite ou rhyolite porphyrique, 1-en filons, 2-en dômes-coulées

Rhyodacite ou rhyolite porphyrique en filons

Deux filons figurent sur la présente carte, au nord de Draa el Rebib, dans la partie nord-est du graben de Nzalet el Hararcha :

- l'un (point JKYN215) a une direction N25°E, un pendage de 65° vers l'WNW et une puissance de 2 m, recoupe des coulées d'andésite et présente des "bordures figées" de quelques cm de puissance ;
- l'autre de direction N50°E recoupe des sédiments détritiques permien.

L'observation macroscopique de l'échantillon JKYN215 permet de distinguer une pâte de teinte grisâtre dans laquelle sont noyés 10 à 15 % de phénocristaux des minéraux suivants : plagioclase en tablettes de teinte rosâtre à blanchâtre, quartz en cristaux arrondis à éclat vitreux, silicates de ferromagnésien totalement transformés en chlorite et oxydes. En lame mince, la roche présente une texture microlitique porphyrique et fluidale. Le plagioclase, fréquemment altéré en calcite et séricite, forme des cristaux automorphes à subauto-morphes, parfois zonés. Le quartz se distingue nettement par son habitus "rhyolitique", en cristaux arrondis présentant des golfes de corrosion. Les phénocristaux de silicate ferromagnésien (biotite ?) sont totalement

chloritisés avec exsudation de minéraux. La mésostase comprend du quartz, des microlites de feldspaths orientés selon la fluidalité, des fantômes de biotite englobés dans une pâte cryptocristalline parsemée de minéraux opaques, et quelques vacuoles. Les minéraux accessoires sont de la magnétite, de l'apatite et du zircon.

Par sa composition rhyodacitique à rhyolitique identique à celle des dômes-coulées de la carte de Jebel Kharrou, ce filon peut être considéré, soit comme un filon nourricier (feeder dyke) qui a alimenté un dôme-coulée, soit comme un "dôme en lame" (shark-fin dome de Williams et Mc Birney, 1979) si l'on fait référence à la nomenclature des dômes d'Emami et Michel (1982).

Rhyodacite ou rhyolite porphyrique en dômes-coulées

Une rhyodacite porphyrique constitue des dômes-coulées intrusifs dans les laves intermédiaires au sein des deux plus grandes entités cartographiques de roches magmatiques du Permien :

- au sud du lac de barrage de l'oued Oum er Rbia où figurent deux dômes-coulées : celui de l'oued Guettara et celui de la colline qui culmine à la cote 326 (JKYN45) ;
- dans la partie la plus méridionale de la carte, juste au nord du plateau des phosphates, où sont individualisés huit petits corps de rhyodacite dont certains voire tous pourraient être reliés entre eux à faible profondeur.

Dans la rhyodacite porphyrique qui constitue le dôme-coulée du point JKYN45 (X = 296 555 ; Y = 202 627 ; Z = 326), l'observation macroscopique permet de distinguer une mésostase de teinte violacée dans

laquelle sont sertis des phénocristaux, de 0,5 mm à 1 cm de long, des minéraux suivants : feldspath en tablettes de teinte rosâtre à blanchâtre, quartz en petits cristaux arrondis à éclat vitreux, biotite en paillettes. Son étude en lame mince (photos 19 a et b) permet d'apporter les précisions suivantes :

- la roche est formée de 20 à 25 % de phénocristaux dans une mésostase microlitique et fluidale ;
- les phénocristaux sont constitués de plagioclase plus ou moins altéré en calcite, de quartz parfois à facture rhyolitique et de biotite partiellement oxydée ;
- la mésostase, altérée, comprend du quartz, des feldspaths et de la biotite dans un fond sali par des produits cryptocristallins brunâtres à opaques et fortement imprégné de calcite par endroits ;
- les minéraux accessoires sont de la magnétite et rarement de l'apatite.

Dans la partie la plus méridionale de la carte de Jebel Kharrou, au sud de Nzalet el Hararcha et juste au nord du plateau des phosphates, se trouvent huit corps rhyolitiques ou rhyodacitiques dont la morphologie est celle de dômes-coulées. Les trois plus importants sont ceux de Koudiat el Fantasia, de Bir Bakhadda et de Toumiat. La roche présente un débit en prismes ou parfois en lauzes de taille centimétrique à décimétrique ; elle est en contact intrusif, parfois souligné par un faciès bréchique (JKYN88), avec les coulées d'andésites encaissantes.

L'observation macroscopique des échantillons frais provenant des dômes-coulées de Koudiat el Fantasia (JKYN77) et de Toumiat, (JKYN104-1) montre environ 25 à 30 % de phénocristaux de 1 à 12 mm de long, sertis

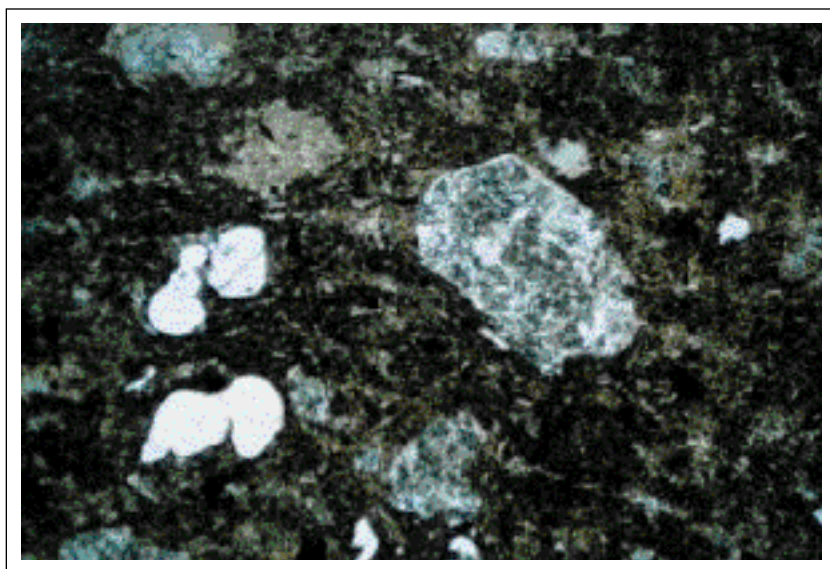


PHOTO 19a : Microphotographie en "lumière naturelle" d'une rhyodacite porphyrique.

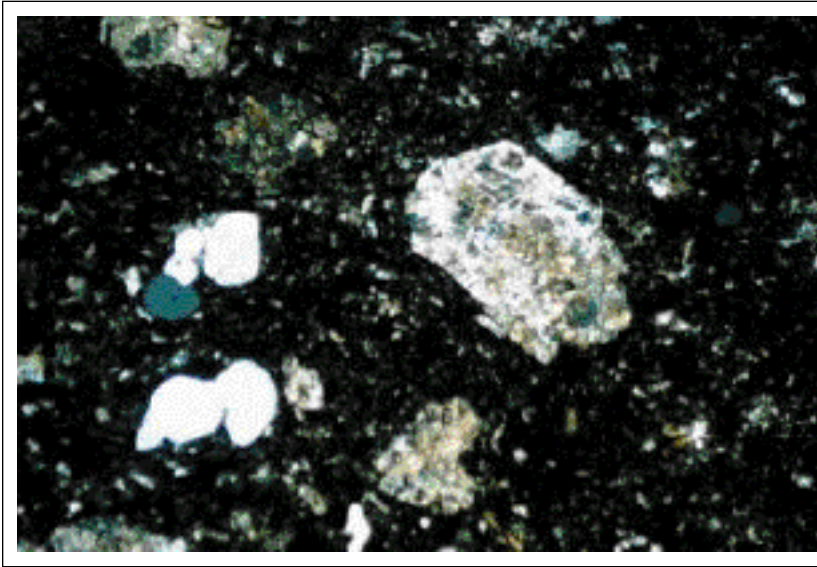


PHOTO 19b : Même vue microphotographique en “lumière polarisée”.

dans une mésostase de couleur gris violacé. Ces phénocristaux sont constitués des minéraux suivants : feldspath en tablettes de teinte rosâtre ou blanchâtre, quartz en cristaux arrondis à éclat vitreux et biotite en paillettes. L’abondance et la taille des phénocristaux sont très variables d’un dôme à l’autre, voire au sein d’un même dôme ; dans les dômes de faible dimension, les phénocristaux sont moins nombreux et plus petits que dans les dômes les importants, et le pourcentage des phénocristaux varie entre le centre d’un dôme et sa périphérie. En lame mince, la roche présente une texture microlitique porphyrique. Le plagioclase apparaît en cristaux automorphes à subautomorphes, parfois zonés et fréquemment microfissurés, isolés ou groupés en syneusis ou encore en glomérules ; il est soit frais, soit altéré en calcite, séricite et oxydes de fer. Dans la plupart des échantillons étudiés, le plagioclase apparaît en outre sous forme de cristaux qui se distinguent par l’existence de figures de résorption partielle, en bordure et à l’intérieur du minéral, qui leur confèrent une texture en “empreintes digitales”. Les zones de résorption sombres ou “dusty zones”, sont ponctuées de granules d’oxydes avec quelques facules de quartz et d’une matière cryptocristalline (ancien verre ?) tandis que les plages résiduelles, plus limpides, sont maclées. Le quartz n’offre jamais les faces nettes de cristaux automorphes ; mais il montre des contours ronds ou ovales et de fréquents golfes de corrosion. La biotite se présente sous forme de paillettes fortement pléochroïques ; elle est le plus souvent chloritisée et/ou muscovitisée avec exsudation de minéraux opaques. La mésostase comprend du quartz, des microlites de feldspaths et de la biotite, noyés dans un pâte cryptocristalline chargée de minéraux opaques. Les minéraux accessoires sont des oxydes de fer, de l’apatite et du zircon.

Faciès bréchique de bordure

Un faciès bréchique se trouve en bordure de certains dômes-coulées acides, au contact des laves intermédiaires encaissantes. Les affleurements les plus spectaculaires se trouvent en bordure nord du dôme de Toumiat (JKYN104-2) et en bordure sud du dôme situé au nord d’El Haraf (JKYN88). La lave prend un aspect bréchique : elle englobe des fragments de roche volcanique intermédiaire, anguleux à légèrement arrondis, de quelques millimètres à plusieurs centimètres de longueur. En général, la lave acide a été injectée préférentiellement dans les fractures et les plans de fluidalité de la roche intermédiaire encaissante.

L’étude pétrographique de l’échantillon JKYN88 montre une brèche polygénique à lapilli et à ciment rhyodacitique (photo 20). Les lapillis ont une texture soit microlitique et fluidale, soit intersertale et une composition variable. Le ciment est non fluidal, holocristallin et riche en petits phénocristaux constitués des minéraux suivants : quartz à facture rhyolitique, plagioclase acide et silicate ferromagnésien altéré.

Ca : Brèche hydrothermale à ciment carbonaté et ferrugineux, en filons

Des filons de brèche hydrothermale à ciment carbonaté et ferrugineux (photo 21) recoupent les roches volcaniques permienes du petit massif de Draa Tolba.

Deux familles de direction ont été inventoriées : une famille N110-125°E, prédominante, et une famille N50-70°E. Lorsqu’ils sont visibles, les pendages sont de 70° vers le NE pour la première famille et de 45° vers le

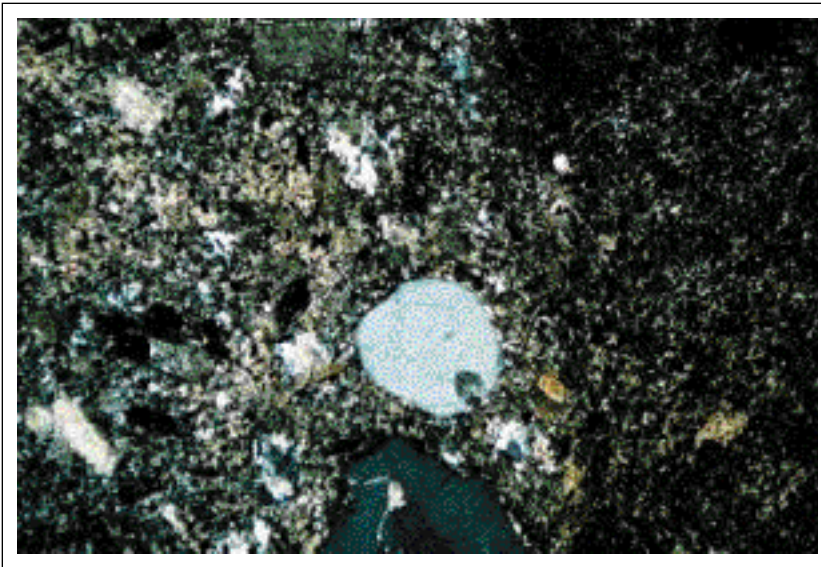


PHOTO 20 : Microphotographie en “lumière polarisée” d’une brèche volcanique constituée de lapilli (tiers gauche de la photo) dans un ciment de rhyodacite porphyrique.

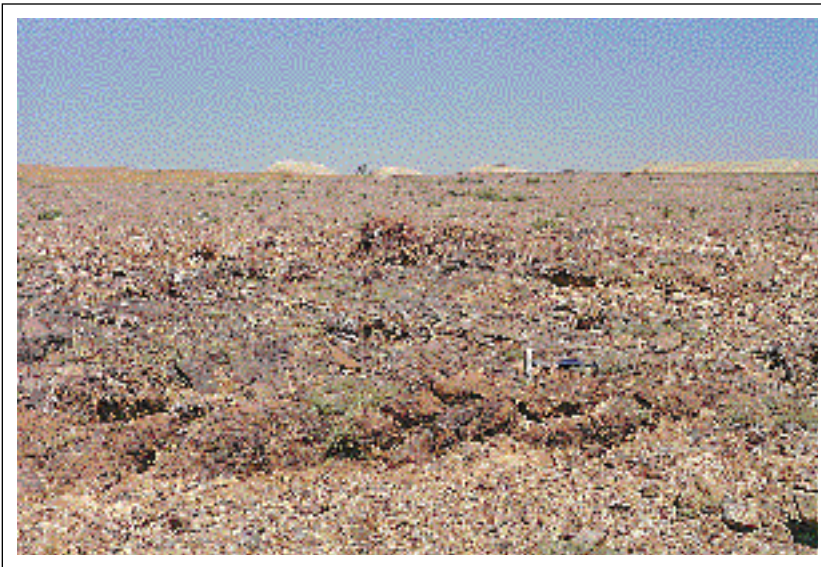


PHOTO 21 : Faisceau de deux filons de brèche à ciment carbonaté et ferrugineux (à patine rousse) recoupant des roches volcaniques permiennees (de teinte violacée) du massif de Draa Tolba.

NW pour la deuxième famille. La puissance individuelle des filons est généralement faible (40 cm à 1 m) mais peut varier au sein d’un même filon : dans le cas du filon de direction N70°E, situé (JKPC109, XY) en rive droite de l’oued Fatmi, la puissance varie de 40 cm à plusieurs mètres en allant de l’ENE vers l’WSW. Le filon principal, qui se situe sur le flanc nord de la colline de Draa Tolba (sommet à la cote 342), est en fait un faisceau de filons s’étendant sur environ 12 m de largeur. Au point JKPC107 (XY) se trouve un faisceau de filons aux contours plus ou moins sinueux et de direction N125°E globalement.

La brèche est constituée d’un ciment, carbonaté et plus ou moins ferrugineux selon les endroits, enrobant des éléments anguleux formés de roches volcaniques,

provenant des épontes des filons. Au point JKPC110 (XY) les bordures d’un filon – de direction N125°E et de 40 cm de puissance – ont une exceptionnelle structure en cocardes : des éléments anguleux, de taille pluricentimétrique et constitués uniquement de calcite à éclat nacré, sont entourés de carbonates ferrugineux de teinte rouge sang, disposés en zones concentriques.

L’étude de l’échantillon (JKPC107) en lame mince permet de préciser qu’il est composé d’un ciment ferrugineux enrobant des éléments de lave à texture microlitique, imprégnés de calcite et de produits ferrugineux. La composition de cette lave semble être trachy-andésitique.

La limite sud du massif de Draa el Kohol est localement

$\text{SiO}_2^* = \text{SiO}_2 \times \text{Total} / (\text{Total} - \text{PF})$: teneur en SiO_2 après correction prenant en compte la perte au feu (PF)
 $\text{A/CNK} = (\text{Al}_2\text{O}_3/102) / (\text{CaO}/56 + \text{Na}_2\text{O}/62 + \text{K}_2\text{O}/94)$: indice d'aluminosité
 Échantillons SR : carte de Skhour des Rehamna ; JK : carte de Jebel Kharrou.

Age	Permien													Trias-Lias ?
Nature	Roches subvolcaniques, en filons et sills								Roches volcaniques, en coulées				en dôme-coulée	Filon
Symbole	rμ							rμ	r ^s				r	μ
Lithologie	micro-monzodiorite		micro-monzonite	micro-monzonite quartzifère	microdiorite quartzifère (à microtonalite)		micro-tonalite	micro-granite porphyrique	trachy-andésite basaltique	andésite	dacite potassifiée	trachy-andésite à trachyte	rhyo-dacite	dolérite
N° éch.	JKYN25	JKYN24	JKYN118	SRYN37-3	JKYN120-2	SRYN17	SRYN114	SRYN37-1	JKPC112	JKPC70	JKYN43	JKYN46	JKYN45	JKPC08
Coord. X	278 920	278 810	288 232	262 424	287 090	278 631	265 878	262 424	297 143	291 292	292 771	296 796	296 555	290 424
Coord. Y	194 116	194 189	191 694	198 893	191 828	199 869	205 175	198 893	197 969	203 310	206 204	202 417	202 627	204 254
SiO ₂ (%)	50,91	51,90	55,80	59,90	61,64	62,09	67,72	66,38	50,84	60,08	60,18	61,24	65,72	44,77
TiO ₂	1,59	1,64	1,18	0,90	0,72	0,88	0,54	0,53	1,85	0,88	1,01	0,82	0,44	1,42
Al ₂ O ₃	16,33	16,65	16,60	15,53	15,66	16,03	15,71	15,01	16,17	15,79	15,87	16,26	14,51	16,65
Fe ₂ O _{3t}	9,21	9,43	7,78	6,11	5,30	5,82	2,81	4,07	9,50	5,98	6,66	5,70	4,15	8,94
MnO	0,12	0,16	0,11	0,13	0,05	0,13	0,11	0,10	0,13	0,09	0,09	0,09	0,05	0,14
MgO	5,09	5,29	2,63	2,96	2,85	1,78	1,21	1,48	1,95	1,82	2,28	3,16	1,02	4,92
CaO	6,01	4,78	3,79	2,82	2,13	3,17	7,01	1,48	7,65	6,01	2,59	2,25	2,36	10,87
Na ₂ O	4,14	4,50	5,57	4,46	4,15	4,51	3,49	4,12	4,50	3,71	4,22	4,49	3,26	2,95
K ₂ O	1,70	1,79	0,83	2,40	2,57	2,66	0,44	4,18	2,06	1,90	3,67	3,06	4,01	0,58
P ₂ O ₅	0,60	0,62	0,79	0,36	0,27	0,41	0,20	0,16	0,76	0,40	0,49	0,37	0,19	0,34
PF	4,31	3,23	4,83	4,33	4,53	2,45	0,63	2,41	4,58	3,77	2,93	2,46	4,16	8,31
Total	100,01	99,99	99,91	99,90	99,87	99,93	99,87	99,92	99,99	100,43	99,99	99,90	99,87	99,89
SiO ₂ * (%)	53,20	53,63	58,63	62,61	64,57	63,65	68,15	68,02	53,28	62,42	62,00	62,79	68,58	48,83
A/CNK	0,83	0,92	0,98	1,03	1,16	1,00	0,83	1,07	0,69	0,83	1,01	1,10	1,04	0,66
FeO/MgO	1,63	1,60	2,66	1,86	1,67	2,94	2,09	2,48	4,38	2,96	2,63	1,62	3,67	1,64
Cs (ppm)	2,00	4,80	0,30	1,80	0,40	4,10	0,30	2,00	1,70	1,80	1,80	1,30	1,60	2,00
Rb	36,20	28,90	20,90	86,30	44,80	56,20	3,10	131,80	22,60	46,20	84,60	82,90	101,80	7,60
Ba	969,90	1762,00	262,70	653,80	378,40	901,40	153,70	1024,20	672,00	676,50	1024,60	587,00	679,70	248,60
Sr	863,80	1140,40	662,70	276,30	289,60	494,90	618,20	230,00	1100,30	557,00	434,50	429,30	138,60	620,90
Th	6,00	6,20	5,30	9,00	11,80	8,20	10,20	14,40	3,60	10,20	9,50	11,50	15,40	2,10
U	1,50	1,80	2,10	2,70	3,10	3,20	3,60	3,00	1,20	3,10	2,90	3,60	4,60	0,30
Ta	1,30	1,30	1,80	1,20	1,00	1,40	1,10	1,60	1,40	1,10	1,40	1,20	1,40	0,50
Nb	18,40	18,50	26,60	14,70	11,70	19,00	10,50	16,80	20,10	13,80	16,20	13,20	12,20	7,20
Hf	6,60	6,70	9,20	8,00	6,50	8,70	6,40	7,30	7,00	7,50	6,70	7,40	6,10	3,70
Zr	316,20	315,10	440,80	337,60	303,10	402,40	244,20	312,70	325,10	312,80	280,90	308,00	215,40	182,80
Y	31,40	31,10	40,00	29,80	25,10	33,00	12,60	26,60	28,80	26,50	22,00	26,90	24,40	27,40
V	136,40	135,40	95,70	77,30	76,80	61,90	32,10	34,30	132,90	88,90	85,90	82,80	41,60	165,30
Co	30,00	30,20	18,30	11,30	13,80	13,50	4,70	6,10	25,30	14,50	18,90	13,30	6,60	38,70
Cr	125,10	124,30	43,80	36,10	66,20	48,20	41,00	48,10	97,20	80,00	55,50	58,90	37,30	170,50
Ni	83,20	89,20	17,10	8,70	33,20	10,00	7,40	7,40	38,60	19,80	26,70	21,60	10,70	71,90
La	48,80	50,00	67,30	48,30	46,30	56,10	38,00	54,00	45,70	47,80	47,30	49,00	43,30	20,40
Ce	102,20	105,10	139,10	95,20	93,70	111,80	74,80	100,30	104,10	99,80	98,00	101,10	90,20	45,40
Pr	12,70	12,90	16,50	11,60	11,20	13,80	8,30	11,00	12,70	12,10	11,60	12,20	10,90	6,00
Nd	50,60	48,10	61,90	44,00	41,60	53,90	29,80	40,00	51,00	47,10	43,60	45,50	39,80	24,70
Sm	9,10	9,40	10,90	8,40	7,60	9,40	5,10	6,30	9,10	8,20	8,00	8,70	7,70	5,50
Eu	2,70	2,80	3,20	2,20	1,80	2,30	1,50	1,40	2,80	1,90	1,70	1,90	1,40	1,70
Gd	7,50	7,60	8,60	6,50	5,70	7,40	4,00	5,60	8,20	6,10	6,10	6,30	5,50	4,70
Tb	1,10	1,10	1,40	1,00	0,90	1,10	0,50	0,90	1,10	1,00	0,90	1,00	0,80	0,80
Dy	6,00	6,40	7,10	5,70	4,70	5,70	2,70	4,90	5,60	5,10	4,60	5,10	4,80	4,60
Ho	1,10	1,20	1,40	1,10	0,90	1,20	0,50	0,90	1,10	1,00	0,90	1,00	0,90	1,00
Er	2,90	3,10	3,40	3,00	2,50	3,20	1,40	2,60	2,80	2,80	2,30	2,60	2,40	2,60
Tm	0,40	0,40	0,50	0,40	0,40	0,40	0,20	0,50	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
Yb	2,60	3,10	3,40	2,90	2,20	2,90	1,20	2,90	2,60	2,50	2,20	2,60	2,30	2,50
Lu	0,40	0,50	0,60	0,50	0,40	0,40	0,20	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40

marquée par un faciès très amygdalaire, silicifié et envahi de carbonate(s), dont les affleurements sont alignés dans une direction proche d'E-W, en bordure nord de la faille de Draa el Rhanndour. Le développement de carbonates qui affecte ce faciès nous a amené à le cartographier avec le même symbole Ca que pour la brèche hydrothermale à ciment carbonaté et ferrugineux du massif de Draa Tolba bien que sa texture et sa composition soient nettement différentes (cf. *supra*).

Étude géochimique synthétique des roches magmatiques

Pour l'ensemble des deux cartes de Skhour des Rehamna et de Jebel Kharrou, treize échantillons de roches subvolcaniques à volcaniques du Permien ont fait l'objet d'analyses chimiques (tabl. 2).

Éléments majeurs

Pour les sept roches de type $r\mu$, les teneurs en SiO_2 varient entre 50,91 et 67,72 % ce qui donne une

composition basique pour deux échantillons (JKYN24 et 25), acide pour SRYN114 et intermédiaire pour les quatre autres échantillons. Cependant, les valeurs relativement élevées des pertes au feu (2,45 à 4,83 % pour 6 échantillons), liées à de fortes altérations des roches, amènent à recalculer sur une base anhydre la teneur en SiO_2 , et, pour les diagrammes qui les prennent en compte, les teneurs en K_2O et Na_2O . Après cette correction la teneur en SiO_2^* est celle de roches intermédiaires ($SiO_2 = 53$ à 63 %) pour six échantillons et celle d'une roche acide ($SiO_2 > 63$ %) pour la microtonalite SRYN114 qui est un faciès exceptionnel, très pauvre en K_2O (0,44 %).

Les roches subvolcaniques de type $r\mu$ montrent de très fortes analogies avec les roches volcaniques intermédiaires permienes de type r^s (tabl. 2) qui ont également des pertes au feu assez élevées (2,46 à 4,58 %) ce qui a amené à faire les mêmes corrections.

Le seul échantillon de microgranite porphyrique analysé (SRYN37-1) a une composition analogue à celle de la rhyodacite d'un dôme-coulée (JKYN45).

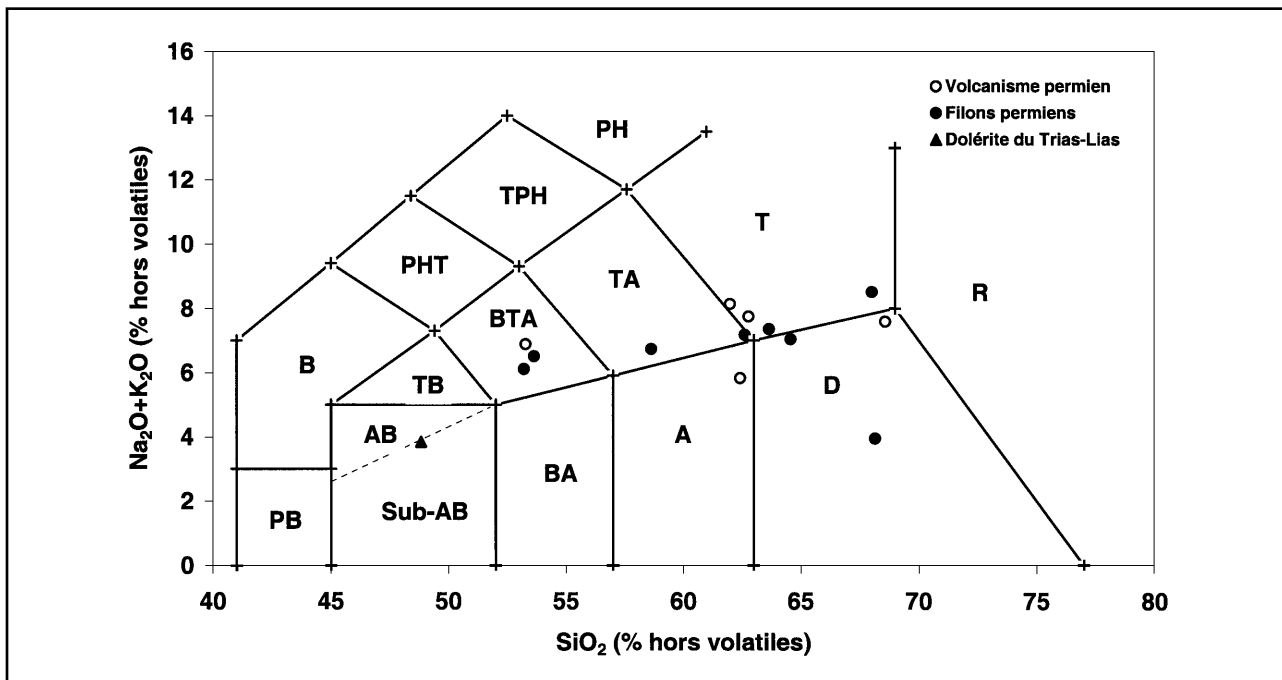


FIG. 9 : Diagramme SiO_2 vs. Na_2O+K_2O (Le Maitre *et al.*, 1989) pour les roches subvolcaniques (filons) et volcaniques du Permien et pour une dolérite du Trias-Lias.

Champs de référence :

PB - picro-basaltes ; **AB** - basaltes alcalins ; **Sub-AB** - basaltes sub-alcalins ; **BA** - andésites basaltiques ; **A** - andésites ; **D** - dacites ; **R** - rhyolites ; **BAS** - basanites ; **TB** - trachybasaltes (hawaïites et absarokites) ; **BT** - trachyandésites basaltiques (mugéarites et shoshonites) ; **TRA** - trachyandésites (benmoréites et latites) ; **T** - trachytes ; **PHT** - téphrites phonolitiques ; **TPH** - phonolites téphritiques ; **PH** - phonolites.

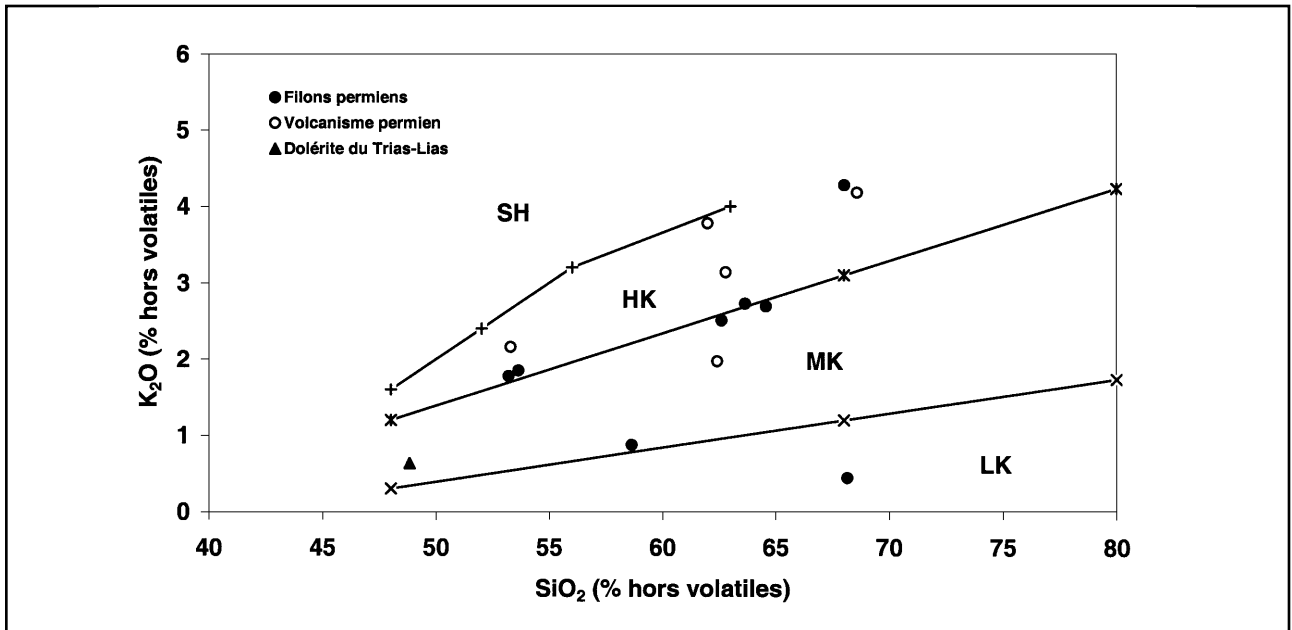


FIG. 10 : Diagramme SiO_2 vs. K_2O (Peccherillo et Taylor, 1976) pour les roches subvolcaniques (filons) et volcaniques du Permien et pour une dolérite du Trias-Lias.

Champs de référence des séries :

LK - faiblement potassiques (low K) ; **MK** - moyennement potassiques (medium K) ;

HK - fortement potassiques (high K) ; **SH** - shoshonitiques.

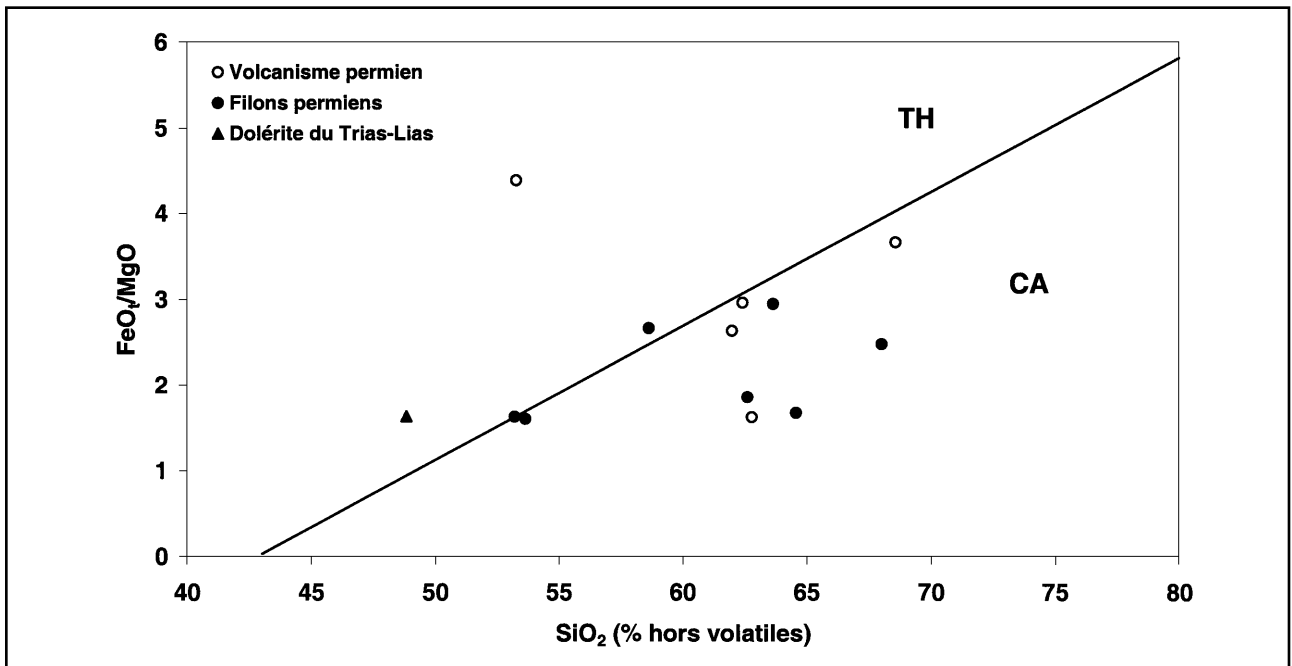


FIG. 11 : Diagramme SiO_2 vs. FeO/MgO (Miyashiro, 1974) pour les roches subvolcaniques (filons) et volcaniques du Permien et pour une dolérite du Trias-Lias.

Champs de référence des séries :

TH - tholéiitiques ; **CA** - calco-alcalines.

Le diagramme SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 9) illustre bien les analogies entre les roches subvolcaniques et les roches volcaniques du Permien. Les faciès subvolcaniques se situent sur la même lignée évolutive que les faciès volcaniques, entre un pôle de trachyandésite basaltique (équivalent d'une micromonzonite) pour JKYN24 et 25 et un pôle proche de la limite entre trachyte, dacite et rhyolite pour les roches acides SRYN117 et JKYN120-2. Seul l'échantillon SRYN114 se situe complètement à l'écart de la lignée évolutive, probablement par suite d'un lessivage de K_2O lors d'une altération.

Le diagramme SiO_2 vs. K_2O (fig. 10) montre que le caractère plutôt alcalin traduit des teneurs assez fortes en K_2O : les échantillons se localisent principalement dans le champ des séries fortement potassiques de type HK ou à proximité immédiate, mais à l'écart de celui des suites shoshonitiques. Enfin, dans le diagramme SiO_2 vs. FeO/MgO (fig. 11), les roches les plus basiques ($\text{SiO}_2^* = 53,2$ à $58,6$ %) se placent à la limite entre les champs tholéiitique et calco-alcalin, et les roches plus différenciées ($\text{SiO}_2^* = 62$ à $65,7$ %) dans le champ calco-alcalin à la seule exception de l'échantillon le plus basique (JKPC112), qui se trouve dans le champ tholéiitique par suite d'une teneur anormalement basse en MgO (1,95 %), probablement due à l'altération (PF = 4,58 %).

En termes de classification usuelle, les roches peuvent alternativement être désignées comme alcalines (trachyandésites et trachytes) ou calco-alcalines fortement potassiques. La lave la plus basique (trachyandésite basaltique) est assez riche en TiO_2 (1,85 %) ce qui est cohérent avec une affinité plus alcaline que calco-alcaline. Globalement, les roches magmatiques permienues ne constituent donc pas un groupe pétrologique homogène mais une association intermédiaire alcaline - calco-alcaline potassique du type de celles connues dans le Permien des Pyrénées (Bixel, 1988 ; Cabanis et Le Fur-Balouet, 1989) ou l'Oligomiocène du SW des USA (Christiansen et Lipmann, 1972 ; Lipmann *et al.*, 1972), où ce type de magmatisme apparaît typiquement post- à tardi-orogénique.

Éléments traces

Les éléments traces permettent de préciser les points de nomenclature précédents.

Indépendamment de leur teneur en silice, les roches présentent des spectres de terres rares (fig. 12 et 13) quasi-superposés, nettement enrichis en terres rares légères et plus modérément fractionnés au niveau des terres rares lourdes. Les roches subvolcaniques montrent des spectres de terres rares nettement enrichis en terres rares légères et plus modérément fractionnés au niveau

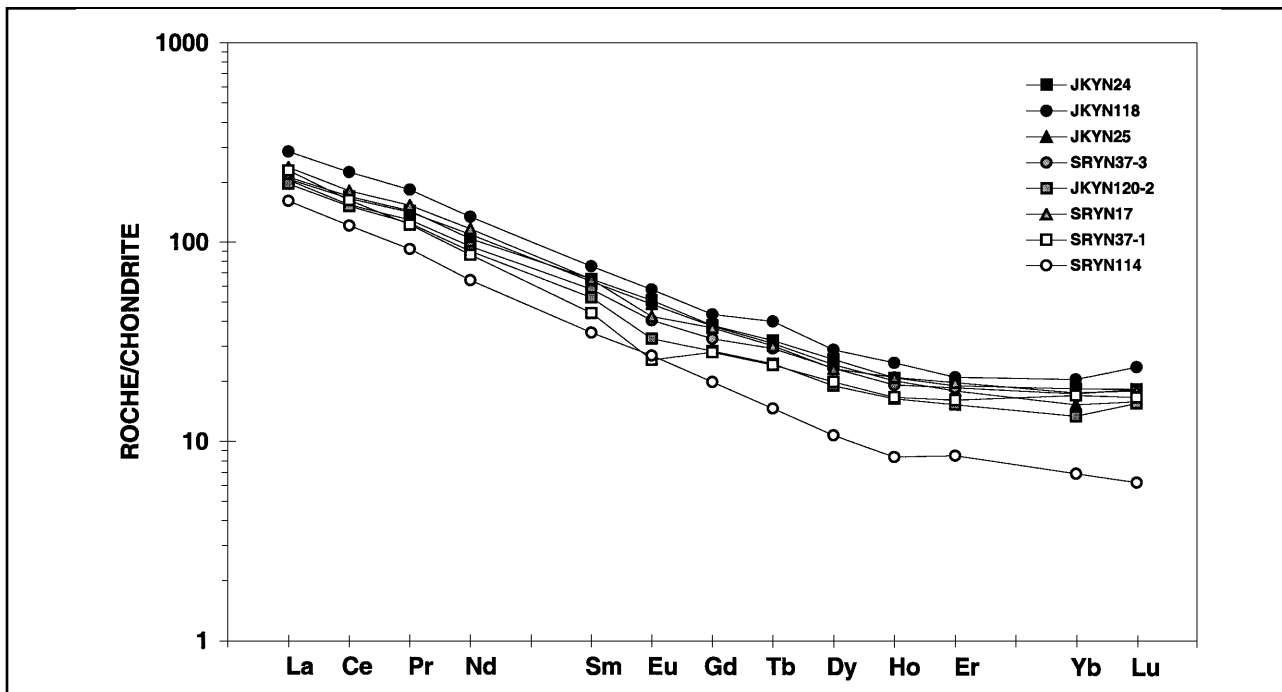


FIG. 12 : Spectres de terres rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour les roches subvolcaniques (filons) du Permien.

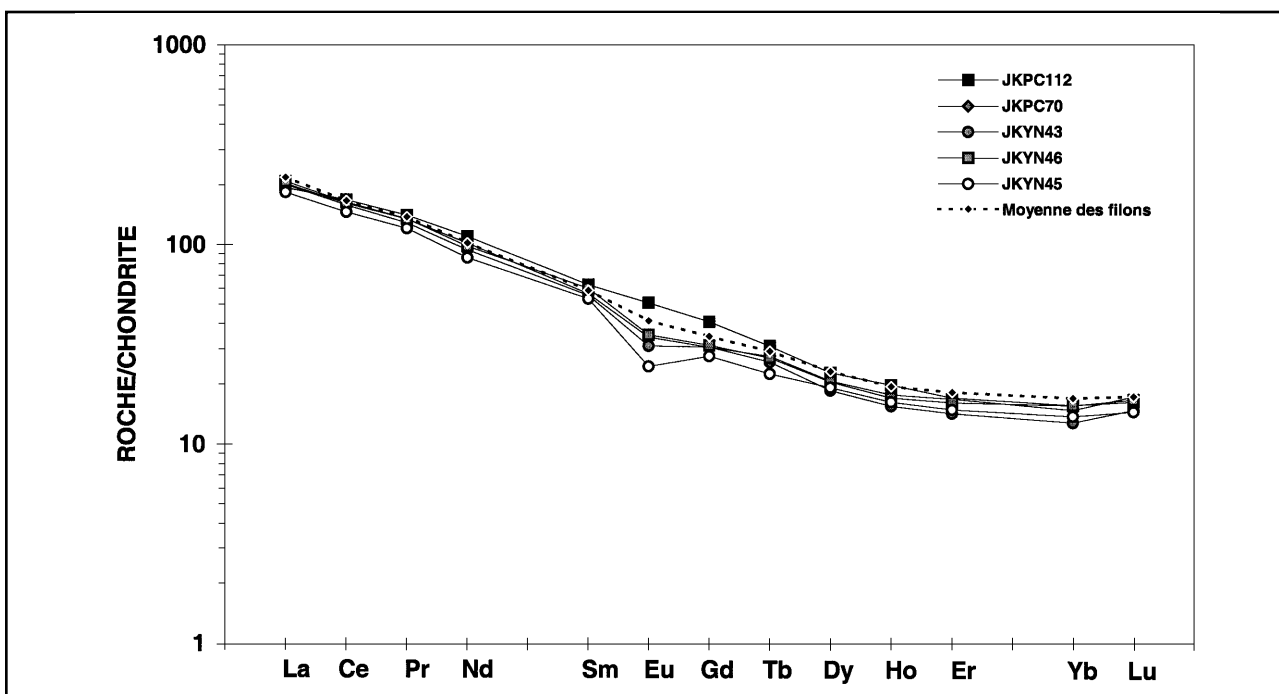


FIG. 13 : Spectres de terres rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour les roches volcaniques du Permien et comparaison avec le spectre moyen des roches subvolcaniques (filons) du Permien.

des terres rares lourdes (fig. 12). L'analogie entre roches subvolcaniques et volcaniques apparaît clairement dans la fig. 13 où est reporté le spectre moyen des roches subvolcaniques intermédiaires. Les spectres sont quasiment confondus, quelle que soit leur teneur en SiO_2 ; les roches acides de type r μ et r ont cependant des teneurs légèrement plus basses en Sm, Gd, Tb et surtout en Eu avec l'anomalie négative la plus marquée, alors que l'échantillon le plus basique (JKPC112) est légèrement plus riche en ces mêmes terres rares et ne présente aucune anomalie en Eu.

Les analogies notées sur les spectres de terres rares se retrouvent sur les spectres multi-élémentaires (fig. 14 et 15) :

- fractionnement marqué entre Ta-Nb et La ;
- constance des teneurs en Ta, Nb, Hf et Zr pour les roches subvolcaniques (fig. 14) ;
- augmentation des teneurs en Rb, Th, U et K en fonction de l'acidité croissante pour les roches subvolcaniques (fig. 14) entraînant le creusement d'une nette anomalie négative en Ta-Nb ;
- décroissance des teneurs en Sr, Ti et P entraînant le creusement d'anomalies négatives dans les roches différenciées.

L'existence d'une nette anomalie négative en Ta-Nb dans les laves intermédiaires et acides (fig. 15) s'accorde avec

une affinité calco-alcaline. Cette anomalie est moins marquée dans la roche la plus basique (JKPC112) qui montre un net enrichissement en terres rares légères, mais un enrichissement beaucoup moins marqué en K, U, Th et Rb. Dans le diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ (fig. 4), cette roche s'inscrit dans le champ des tholéiites continentales – dont elle constituerait donc une variante un peu alcaline – tandis que les laves différenciées se placent dans le champ des laves calco-alcalines ; les roches subvolcaniques se dispersent dans le même domaine, entre le champ des tholéiites continentales pour les roches les plus basiques, et celui des laves calco-alcalines pour les roches plus différenciées.

Enfin, le diagramme Zr vs. $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ (fig. 16) montre que les laves différenciées se rattachent à un magmatisme calco-alcalin de type crustal, caractéristique des contextes post-orogéniques et des marges actives fortement surépaissies (Thiéblemont, 1999).

Conclusion

Il est vraisemblable que les roches magmatiques du Permien constituent les termes, subvolcaniques d'une part et volcaniques d'autre part, d'un même ensemble dont le pôle le plus basique présente une signature de type tholéiite continentale et le pôle différencié une signature calco-alcaline d'affinité crustale. Cette

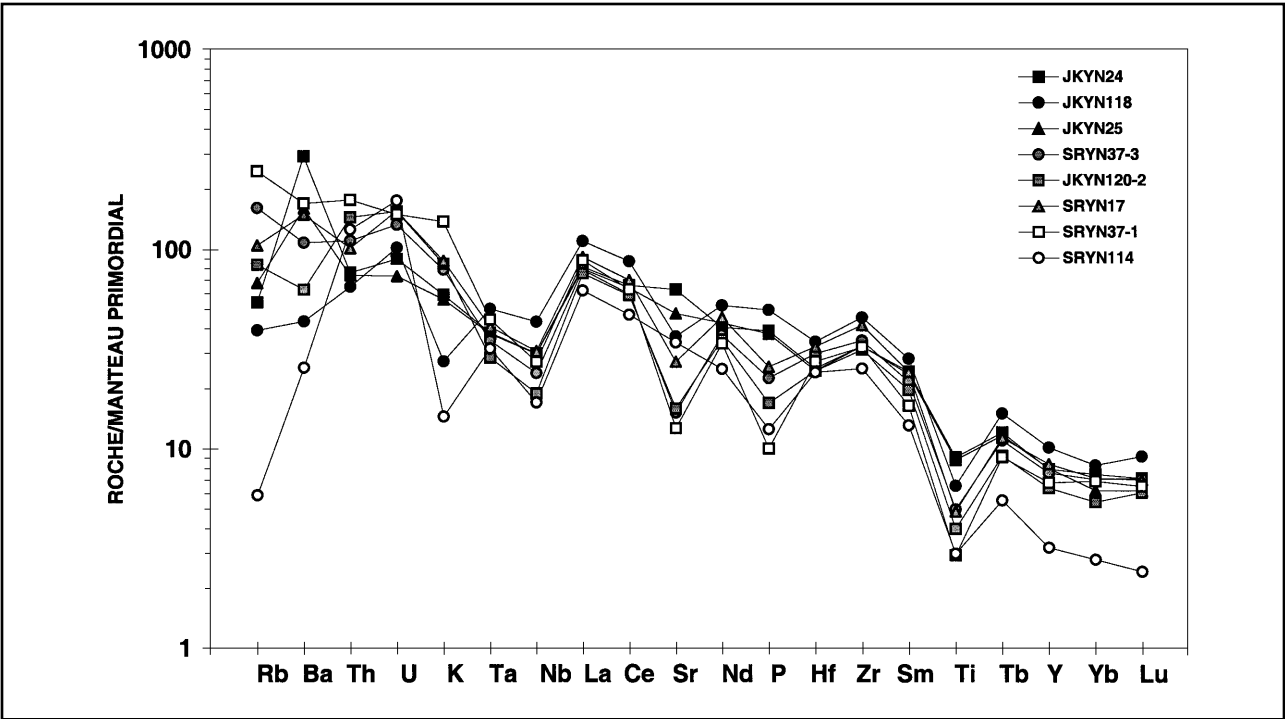


FIG. 14 : Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour les roches subvolcaniques (filons) du Permien.

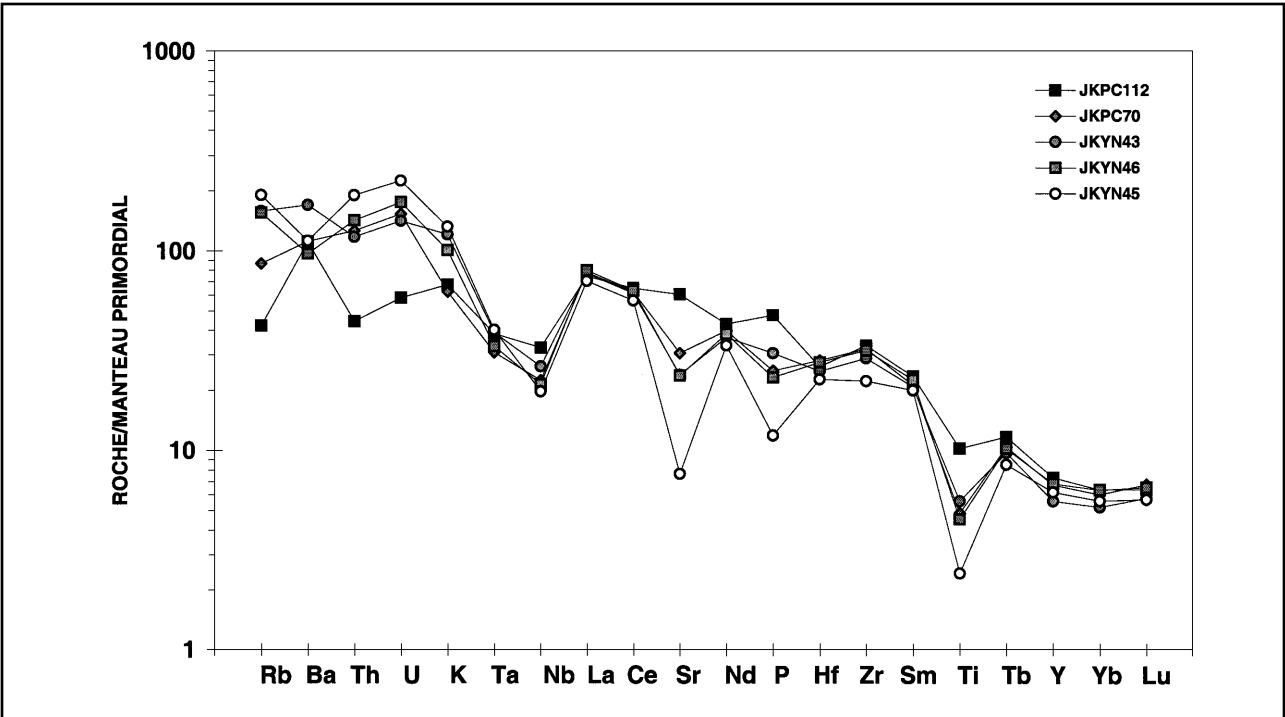


FIG. 15 : Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour les roches volcaniques du Permien.

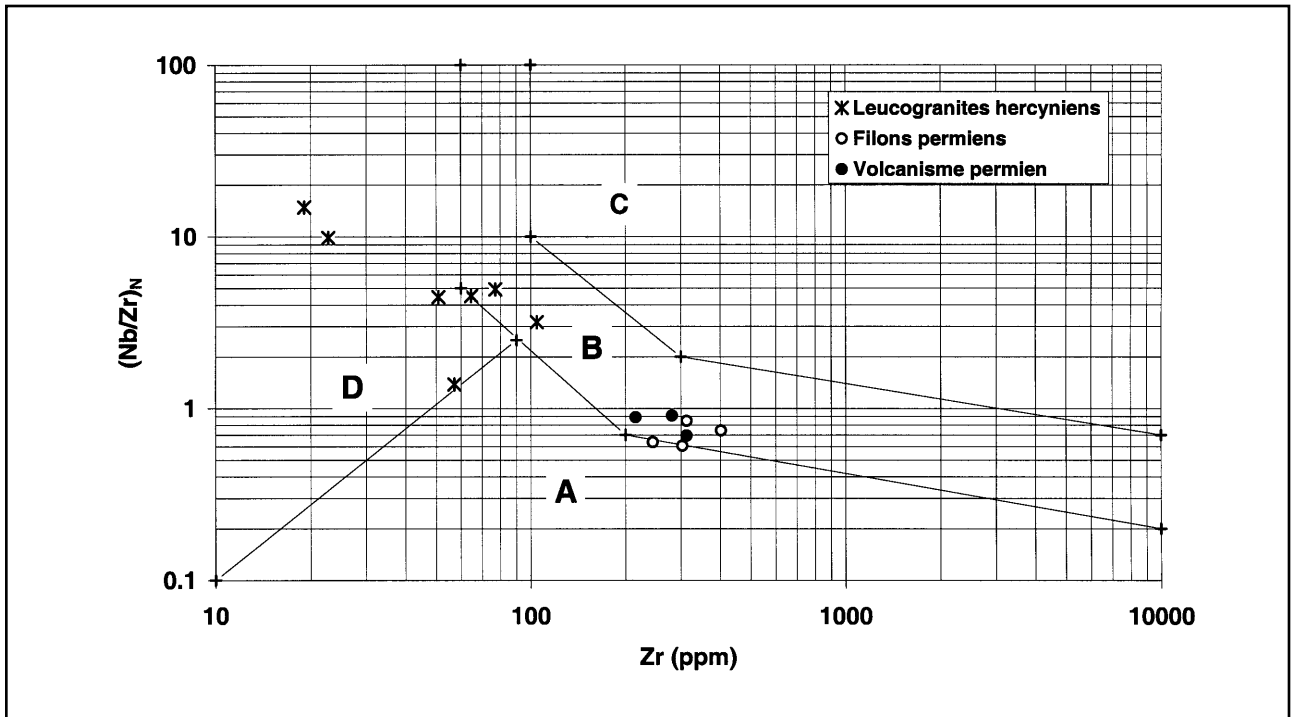


FIG. 16 : Diagramme Zr vs. $(\text{Nb/Zr})_N$ (Thiéblemont et Téguy, 1994 ; Thiéblemont, 1999) pour les roches différenciées des Rehamna : leucogranites hercyniens et roches, subvolcaniques (filons) à volcaniques, les plus acides du Permien.

association est typique des environnements tardi- à post-orogéniques, ce qui est cohérent avec le contexte global de mise en place de ce magmatisme.

FILON TARDIF D'ÂGE TRIAS SUPÉRIEUR - LIAS INFÉRIEUR

μ : Microgabbro doléritique

Au point JKPC68 ($X = 290\,424$; $Y = 204\,254$), situé au sud de Jebel Kharrou, un filon de microgabbro doléritique – de direction $N10^\circ E$ et d'une dizaine de mètres de puissance – affleure juste au sud d'une terrasse alluviale de l'oued el Melah. La roche basique présente un débit en boules de taille décimétrique. Les éboulis de la terrasse alluviale masquent les relations avec les roches permienues et/ou le socle hercynien.

L'étude pétrographique montre une texture microgrenue intergranulaire ou doléritique *s.l.* (photo 22) avec une fabrique planaire fruste soulignée par une orientation statistique des lattes de plagioclase dont la longueur est homogène, proche de 1 mm. En dehors du plagioclase, qui a une composition de labrador, le microgabbro est constitué des minéraux suivants : un

silicate ferro-magnésien totalement altéré en une chlorite verte ; de la calcite se présentant d'une part en plages polygonales (pseudomorphosant des cristaux automorphes de clinopyroxène ou d'olivine ?) et, d'autre part, en remplissage d'interstices ; du leucoxène et des oxydes de fer et/ou de titane.

Une analyse chimique (échantillon JKPC68, tabl. 2) permet de confirmer que cette roche est nettement plus basique que les roches intermédiaires permienues. En effet, sa teneur en SiO_2 est de 44,77 % brute et de 48,83 % après une correction prenant en compte une perte au feu très élevée (8,31 %), due à une forte altération, et elle a une composition de basalte subalcalin (fig. 9), moyennement potassique (fig. 10). Dans le diagramme de discrimination géodynamique $(\text{Th/Ta})_N$ vs. $(\text{Tb/Ta})_N$ (fig. 4), l'échantillon JKPC68 se situe dans le champ des tholéiites continentales. Son spectre de terres rares (fig. 17) est moins fractionné que ceux des roches intermédiaires filoniennes du Permien. Son spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primordial est indiqué sur la figure 18.

Cette dolérite est tout à fait analogue à celle des filons qui jalonnent la faille de Lakhdar dans les Rehamna sud-ouest, d'après les données de Corsini (1988)

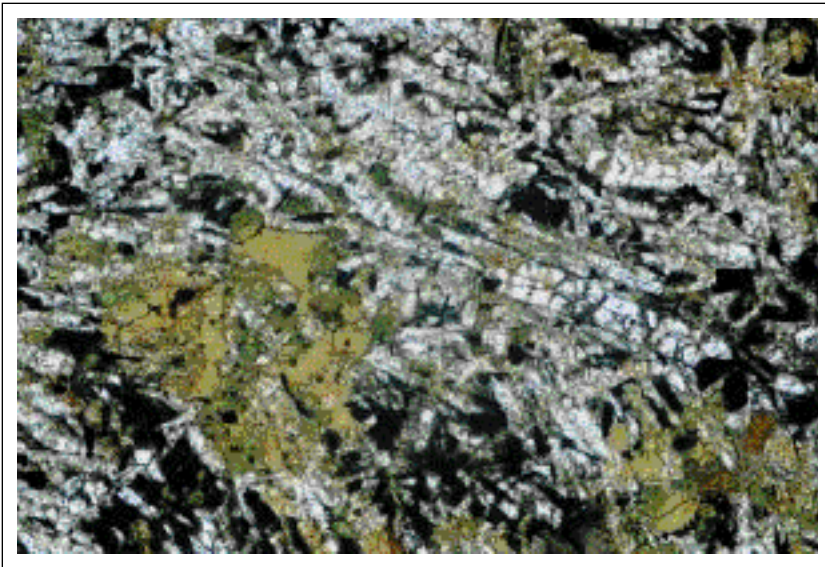


PHOTO 22 : Microphotographie en “lumière naturelle” d’un microgabbro à texture doléritique.

qui considère que ces filons de dolérite sont vraisemblablement liés à l’épisode distensif triaso-liasique correspondant à l’ouverture de l’océan Atlantique.

COUVERTURE MÉSO-CÉNOZOÏQUE : PLATEAUX DES PHOSPHATES ET DES GANTOUR

Les formations post-paléozoïques qui apparaissent sur la carte Jebel Kharrou sont d’âge triasique à éocène ; leur épaisseur est de l’ordre de 250 m.

Parmi ces formations, celles du Crétacé moyen à supérieur et la série phosphatée d’âge crétacé à éocène, constituent la majorité des affleurements.

Les formations du Trias au Crétacé moyen sont essentiellement détritiques et sont surmontées par celles du Crétacé moyen - supérieur à Éocène à dominante carbonatée.

Les principaux affleurements se trouvent en bordure sud du territoire de la carte. La couverture post-paléozoïque, et plus précisément la série phosphatée, compose là un trait remarquable du relief, une cuesta est-ouest quasi continue de la Tessaout à Youssoufia, soit sur près de 130 km. La bordure nord de la cuesta domine la plaine constituée par le socle des Rehamna ; au sud son revers, armé par la “dalle à Thersités” lutétienne, s’enneige sous les dépôts pléistocènes de la plaine de la Bahira.

Les formations de la série phosphatée constituent la partie orientale du gisement des Gantour, mis en

exploitation en 1931. Vers le nord-est, la série phosphatée passe au gisement des Oulad Abdoun.

Des affleurements sont également individualisés au nord-est de la feuille, en particulier sur la rive nord du lac du barrage d’El Massira. Enfin une dernière zone d’affleurement existe en limite est au niveau d’El Gaada.

t5-7 : Trias supérieur Alternances d’argilites, de grès et de volcanites

C’est principalement au nord-est du barrage d’El Massira qu’apparaissent des formations détritiques rutilantes, grès et argilites, faciès continentaux de chenaux deltaïques. Les matériaux terrigènes qui les composent tirent leur origine du démantèlement et de l’érosion des reliefs permien.

Ces formations apparaissent au-dessus des “conglomérats de Mechra ben Abbou”, d’âge permien, sur lesquels elles seraient discordantes ; elles sont surmontées par la barre de calcaires aptiens, également appelés “calcaires de Mechra ben Abbou”, qui les recouvre en discordance près de Sidi Larbi, au nord d’El Gaada.

Est-il possible de préciser leur âge compris entre le Stéphanien et l’Aptien ? À proximité du douar Oulad Ahmed au niveau du rivage du lac, la présence de volcanites très altérées (basaltes ?) au toit des formations rutilantes et sous la barre de calcaire aptien est un argument pour un âge triasique. En effet des volcanites (basaltes doléritiques) apparaissent au sommet de la série triasique continentale marocaine dans les domaines mésétien et atlasique. A Mtal, à quatre-vingts kilomètres vers l’ouest, sur la carte géologique au 1/100 000 “Sebt

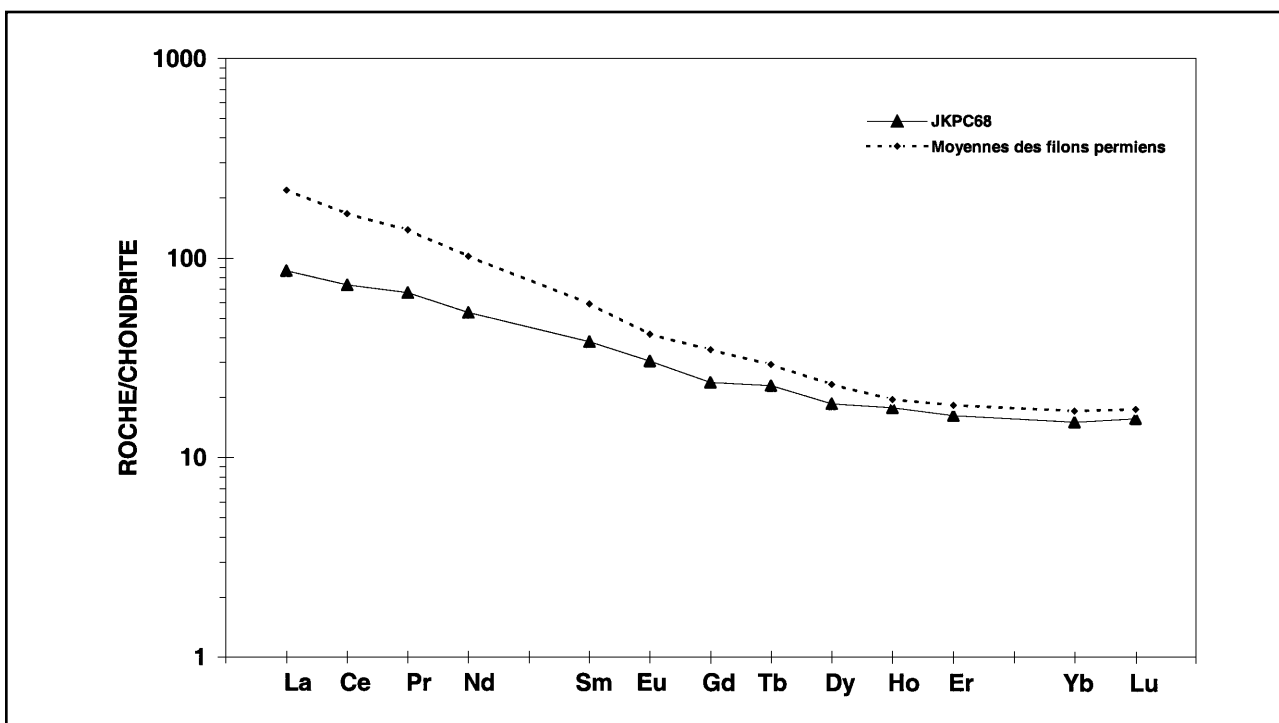


FIG. 17 : Spectre de terres rares normé aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour une dolérite du Trias-Lias. Comparaison avec la moyenne des roches subvolcaniques (filons) du Permien.

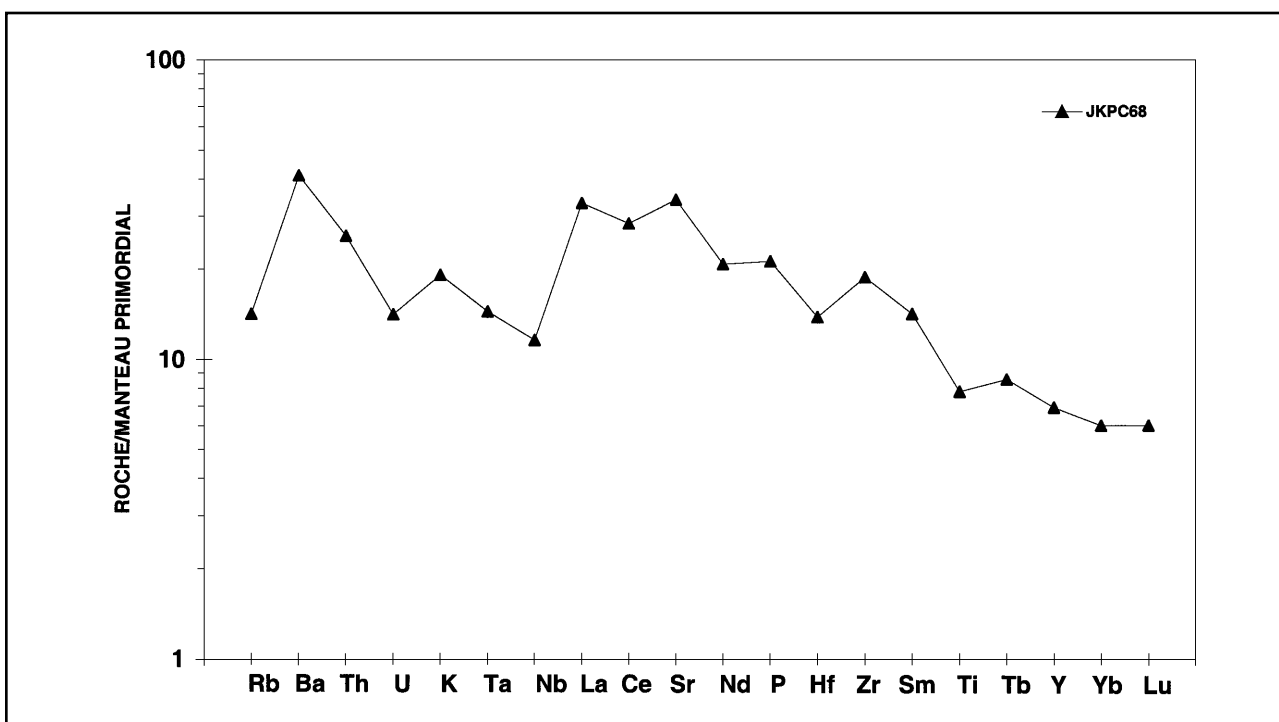


FIG. 18 : Spectre multi-élémentaire normé au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour une dolérite du Trias-Lias.

de Brikiine”, la série triasique, également formée de grès et argilites rutilants et surmontant les conglomérats stéphaniens, voit l’apparition à son sommet de deux coulées de basaltes doléritiques, avec intercalation d’une barre de calcaire dolomitique peu épaisse (10 m maximum). Cette barre de calcaire dolomitique est commune dans le domaine mésétien.

Les premières manifestations volcaniques post-triasiques dans le domaine mésétien sont fini-miocènes : l’âge triasique de ces formations rutilantes apparaît comme certain, bien que l’absence, ou plutôt la non-observation, de la barre carbonatée pourrait être un argument pour le contester.

L’épaisseur des formations rutilantes triasiques n’est pas connue avec précision, principalement parce que le lac masque leur contact avec le Paléozoïque ; aussi l’épaisseur maximale observée est de moins de 20 m.

b5-6 : Aptien - Albien, dit “infra-Cénomanién”. Grès rouges et argiles gypseuses avec, à la base :

b5 (Aptien) alternances argilo-gréseuses rouges surmontées d’un banc de calcaire blanc (calcaires de Mechra ben Abbou)

Ces formations apparaissent soit au-dessus des formations rutilantes triasiques, soit directement au-dessus du substrat primaire. Dans la zone cartographiée, l’une des coupes les plus significatives est celle de la colline 393 m (X = 296 900 ; Y = 200 820), immédiatement à l’ouest d’El Gaada, qui montre l’ensemble de la série depuis les calcaires aptiens jusqu’au Turonien. Cette coupe a été décrite dans le rapport BRGM N° 2389 (coupe B4 de l’anticlinal de Mzizoua) ; elle avait de même été levée dans le cadre de la cartographie au 1/100 000 de la carte Ben Guerir (Andriès, 1990).

La coupe de bas en haut est la suivante :

- conglomérat de base (# 1 m) à galets de socle au-dessus des schistes de l’Unité de Lalla Tittaf ;
 - argilites rouges (# 2 m) ;
 - banc de calcaire dolomitique blanc à beige, d’âge aptien, 2 m environ ;
- ces trois premiers termes constituent le niveau basal désigné par la notation b5 ;
- formation détritique rutilante (notée b5-6) : argilites, grès ; présence de gypse fibreux et de quartz authigène dans les argilites ; 30 m environ.

La série complète comprend ainsi une première génération de formations rutilantes suivie d’une barre carbonatée (b5) et une seconde génération de formations rutilantes, à évaporites (b5-6) notamment à Draa El Gabs au pied de

la cuesta des Gantour.

Il s’agit de faciès fluviaux de plaine d’inondation, avec des influences marines caractérisées par une sédimentation carbonatée avec des faciès évaporitiques de sebkhas. La série est épaisse de quelques dizaines de mètres, plus réduite sur la bordure sud qu’au nord du lac.

Au-dessus, la coupe se poursuit par des assises carbonatées rapportées au Cénomanién et au Turonien.

k1 : Cénomanién. Marnes gypseuses à la base surmontées par des marnes, dolomies et calcaires gréseux

La série cénomaniénne apparaît au-dessus des formations détritiques rutilantes de l’Infra-Cénomanién.

Le Cénomanién est représenté par l’alternance de bancs marneux et calcaires, parfois dolomitiques, sur une vingtaine à une trentaine de mètres d’épaisseur. La base est à dominante marneuse, éventuellement évaporitique, alors que le sommet de la série est plus carbonaté.

Les faciès sont caractéristiques d’une plate-forme carbonatée lagunaire.

k2 : Turonien. Barre carbonatée décamétrique : alternance de calcaires et dolomies

Le Turonien est représenté par une dizaine de mètres de calcaires et dolomies bréchoïdes (brèches intraformationnelles). Ces roches forment une corniche structurale nette dans le paysage.

Les faciès caractérisent une plate-forme carbonatée confinée.

Le Turonien est rencontré dans la partie orientale de la carte, au nord du lac El Massira, à El Gaada dont il constitue l’entablement, et au sud au pied de la cuesta des Gantour orientaux.

k3-5 : Sénonien. Marnes jaunes et barre de calcaires gréseux, dolosparites, lumachelles avec un niveau de bois silicifiés au toit

Les formations rapportées à cet étage affleurent uniquement au niveau de la cuesta des Gantour. Les termes inférieurs sont des marnes jaunes, en dépression morphologique par rapport aux termes supérieurs grés-carbonatés qui constituent des corniches, en

particulier entre Hayat Hamida Salah et Gaada El Botma (X = 295 370 ; Y = 187 310).

Il s'agit d'une série réduite et régressive de près de 25 m dont l'épaisseur va en diminuant depuis l'anticlinal de Mzizoua à l'est vers l'ouest ; ce biseautage de la série fait qu'elle disparaît sous le Maastrichtien au niveau de Nzalet El Hararcha (X = 288 150 ; Y = 186 970).

Au sommet de la série, un niveau à bois silicifiés a été observé au pied de Gaada El Botma (X = 295 370 ; Y = 187 310).

k6 : Maastrichtien. Marnes à la base, phosphates et calcaires phosphatés au sommet, avec des niveaux lumachelliques à *Inoceramus regularis*, parfois silicifiés aux murs

La stratigraphie et la paléontologie de la série phosphatée, à laquelle le Maastrichtien appartient, sont bien connues grâce d'une part aux travaux internes de l'OCP (Office Chérifien des Phosphates) et d'autre part aux monographies régionales et aux études thématiques (Arambourg et Signeux, 1952 ; Boujo, 1976 ; Gigout, 1951 ; Salvan, 1954 ; Salvan *et al.*, 1986) initiées depuis la première moitié du vingtième siècle.

La série maastrichtienne comporte deux termes :

- un terme inférieur, ou *Maastrichtien argilo-gréseux*, épais de près de 40 m, constitué de carbonates, lumachelles, argiles et grès ;
- un terme supérieur épais de près de 25 m, ou *Maastrichtien phosphaté*, avec apparition des premières couches phosphatées, intercalées avec des niveaux argileux et à silex.

Le Maastrichtien est transgressif et discordant sur le socle paléozoïque dans la partie occidentale de la cuesta, la transgression maastrichtienne s'étant avancée plus loin, sur les terres émergées des Rehamna, que les précédentes. La base de la série peut comporter un conglomérat de base, observé au contact avec le socle, alors que cette formation manque quand le Maastrichtien repose sur le Sénonien ; le contact Sénonien-Maastrichtien est apparemment concordant.

Au-dessus du Sénonien à troncs silicifiés, la base du Maastrichtien est caractérisée par un calcaire lumachellic blanc, légèrement dolomitique, qui renferme *Inoceramus regularis* ; comme ce faciès est abondamment trouvé dans les déblais des puits à Maïât, la formation peut être nommée "calcaire lumachellic de Maïât". *Inoceramus regularis* est plus un fossile de faciès que

stratigraphique et indique un milieu infralittoral, probablement confiné.

Vers l'ouest, le long de la cuesta des Gantour, ce faciès est plus sableux, de couleur beige, en particulier au pied de la corniche de Sidi Ksiksou (X = 280 250 ; Y = 190 380).

Au-dessus du Maastrichtien argilo-gréseux, la coupe de référence du Maastrichtien phosphaté est celle de Gaada El Botma (X = 296 810 ; Y = 187 330) (Boujo, 1976) où quatre couches phosphatées sont mises en évidence : couches VI à II et sillon X.

Dans le Maastrichtien phosphaté, la macro-faune de vertébrés est abondante (Arambourg et Signeux, 1952), avec prédominance des poissons qui sont les éléments les plus caractéristiques ; on les trouve généralement à l'état de dents isolées. Les diverses espèces des genres *Corax*, *Scapanorhynchus*, *Statodus* caractérisent le Maastrichtien et disparaissent totalement avant le Paléocène.

e1-3 : Paléocène. Calcaires, marnes phosphatées et phosphates sableux fossilifères (vertébrés, invertébrés)

En raison de leur faible épaisseur, les formations de ces étages sont regroupées : couches phosphatées alternant avec des couches marneuses, sur une épaisseur de l'ordre de 20 m.

Le passage du Crétacé à l'Éocène se fait partout sans discontinuité et il n'est pas possible de caractériser paléontologiquement le Danien.

Au-dessus du sillon X, attribué au Maastrichtien, la base d'un banc de calcaire silicifié épais de l'ordre de 2 à 3 m, formant éventuellement un entablement, marque la base du Paléocène.

Au-dessus de ce banc, la série se poursuit par la couche I de phosphate, et par un banc de calcaire marneux à *Cardita coquandi*, *Lucina mævusi*, bivalves réputés définir le Montien (terme aujourd'hui abandonné).

Les épaisseurs de ces formations sont d'ordre métrique, traduisant l'importante condensation des séries.

Les formations plus particulièrement attribuées au Thanétien sont des calcaires marneux et des couches phosphatées, dont le "sillon A" des mineurs bien développé quoique de puissance également métrique. Les invertébrés sont absents des couches attribuées à cet étage, à l'exception de moules de lucines dans le sillon A.

e4 : Yprésien. Horizons phosphatés supérieurs, marnes siliceuses, silex

L'Yprésien est épais de près de 20 m, comme cela a pu être mesuré dans la tranchée de reconnaissance de Gaada El Botma.

Des marnes et les dernières couches de phosphate (sillons B, C, D et E) constituent la base des formations yprésiennes sur les 10 premiers mètres. Les formations ultérieures voient l'apparition massive de lits réguliers et continus de silex de type cherts. Des concrétions siliceuses de taille et morphologie variables apparaissent au sein des marnes : silex ménilites, nodules siliceux sphériques. Les formations marneuses, blanches à beiges, ont une patine rousse caractéristique le long des plans de cassure.

Comme précédemment la faune de vertébrés est abondante.

e5 : Lutétien. Calcaires parfois silicifiés à Thersitées, à base marneuse

L'ensemble du Lutétien peut être crédité d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, mais la série complète n'est visible qu'à la Gaada El Botma (X = 296 700 ; Y = 186 800).

Au-dessus des marnes à silex yprésiennes, la série lutétienne débute par des assises marneuses sur près de 10 mètres, avec quelques récurrences phosphatées. Ensuite la sédimentation est carbonatée avec l'apparition des premières couches de calcaires à Thersitées, qui sont des gastéropodes (Michard, 1976). Ces couches donnent des corniches repères dans la morphologie, marquant le rebord de la cuesta des Gantour et en constituent l'entablement.

La silicification est fréquente et les faciès communs sont des lumachelles silicifiées, contenant : *Hemithersitea chouberti*, *Thersitea rugosa*, etc.

L'apparition de faciès détritiques à galets de quartz et également de silex a été observée vers le sommet de la série.

QUATERNAIRE : FORMATIONS SUPERFICIELLES

Le quaternaire continental marocain est caractérisé par une alternance de périodes de sédimentation (Pluviaux) sur les versants et dans les oueds et de périodes d'érosion

(Interpluviaux). La tendance actuelle est d'assimiler les périodes de creusement aux épisodes glaciaires européens. (Piqué, 1994). Si les effets climatiques contrôlent en partie cette évolution quaternaire, nous pensons que l'activité tectonique doit aussi jouer un rôle essentiel. Ainsi, la surrection différentielle de la pénéplaine du domaine mésétien (qui atteint aujourd'hui plus de 1000 m dans le Maroc Central, et 600 m dans les Rehamna) doit probablement son origine à la poussée tectonique atlasique depuis le Miocène jusqu'à nos jours. Chaque période érosive pourrait alors marquer les incréments successifs de surrection.

pv : Croûtes calcaires du plateau des Gantour (Villafranchien)

Au Maroc, il est convenu de maintenir le Villafranchien dans la période continentale consécutive à la régression fini-pliocène qui marque le début du Quaternaire. D'autre part, les rapports entre Villafranchien et Moulouyen ne sont pas encore éclaircis.

Arbitrairement, nous rapportons ici au Villafranchien la plus haute surface encroûtée qui constitue le plateau des Gantour (fig. 19) et celui des Phosphates, sachant bien que celle-ci pourrait être plus ancienne (Pliocène). Il faut rappeler que dans le Maroc Central, cette surface supposée identique, est entaillée par des oueds qui ont drainé des coulées volcaniques datées entre 2,8 et 0,9 Ma.

Cette surface ancienne a, depuis lors, subi une surrection différentielle (basculement vers l'Océan Atlantique) qui a engendré un nouveau cycle érosif.

Cette surface est marquée par des encroûtements calcaires abondamment développés au sud de la carte, sur le plateau des Gantour qui culmine à plus de 500 m d'altitude. Il s'agit de formations qui peuvent atteindre une épaisseur métrique et épigéniser les surfaces structurales des bancs carbonatés de la série phosphatée (Maastrichtien notamment).

q5 : cône alluvial de Maïat (Moulouyen)

À près d'un kilomètre au nord de Maïat subsiste un ancien cône alluvial tronqué.

Ce cône est constitué de matériaux alluvionnaires dans lesquels on trouve des galets originaires de la série phosphatée mais également du substrat paléozoïque. L'ensemble est encroûté. Le cône repose sur des schistes paléozoïques, mais également sur l'Infra-Cénomaniens, le Cénomaniens et le Turonien (redressés à 45 degrés).

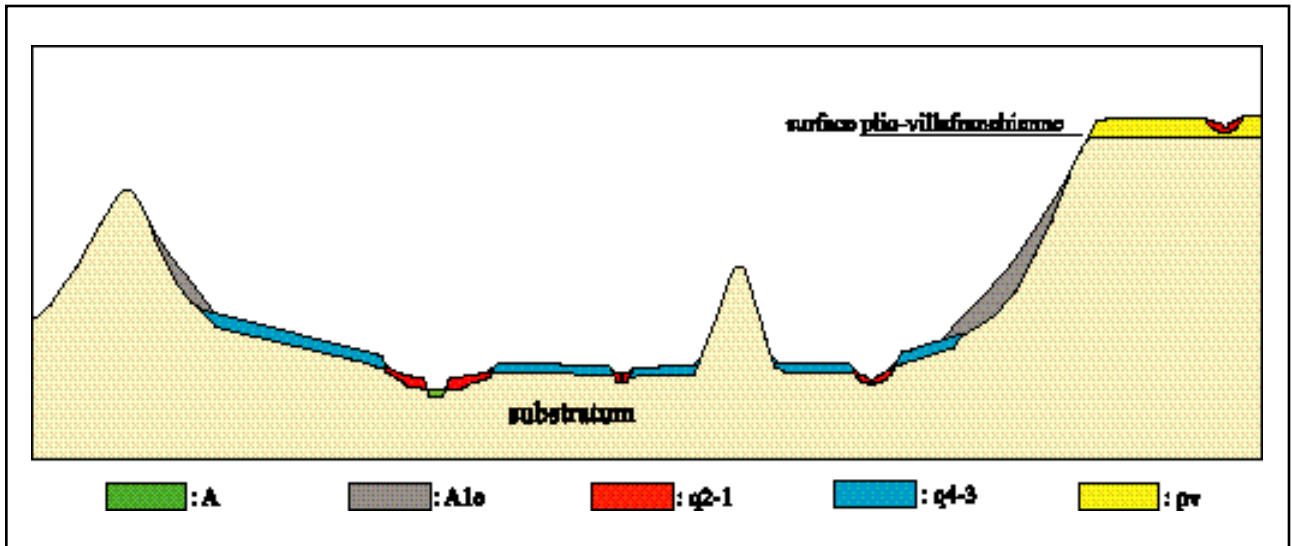


FIG. 19 : Schéma très simplifié de l'organisation des principaux dépôts quaternaires. On observe deux surfaces majeures : la première (en jaune) considérée comme plio-villafranchienne culmine à plus de 500 m d'altitude (plateau des Gantour). Après un épisode érosif, la seconde surface (en bleu) constitue un plaquage au fond des dépressions. Cette seconde surface est elle-même entaillée par des épisodes de moindre importance (en rouge). Les dépôts actuels ne sont représentés qu'en aval des principaux oueds. Pour la plupart, ceux-ci s'écoulent directement sur le substratum.

Situé à une distance de près de 4 kilomètres en aval du col entre Gaada El Botma et le Jebel Keskes, le cône est séparé de sa racine ; cette dernière a été érodée et démantelée.

Enfin le cône se raccorde à un glacis encroûté du Quaternaire moyen (Amirien).

q4-3 : glacis, regs et terrasses encroûtés (Salétien - Amirien)

Ces formations appartiennent au premier cycle érosif, et à ses dépôts associés, qui entaille la surface villafranchienne. Elles forment une terrasse colluvionnaire qui repose à 150 m en contrebas de la cuesta phosphatée, et recouvre l'ensemble de la boutonnière paléozoïque (fig 19). Ces dépôts comblent de vastes dépressions séparées par des reliefs anciens tels que le massif Jebel Kharrou - Allahia, Dalaat el Kahlat, Dalaat, etc. Ces dépressions correspondent grosso modo aux lits de 2 paléo-oueds principaux : l'oued el Khebir au nord, et l'oued Guettara qui draine toute la moitié sud de la carte. Ces dépôts de comblement restituent en fait la morphologie d'un ancien réseau hydrographique drainé par l'oued Oum er Rbia. La surface de ces terrasses n'est pas parfaitement horizontale mais présente toujours une faible inclinaison vers le cœur des paléo-dépressions.

A proximité des oueds actuels qui les entaillent, ces

dépôts pelliculaires sont généralement composés d'un conglomérat mal trié à galets arrondis, dont l'épaisseur n'excède pas 3 m. L'induration de ce conglomérat est dû à un encroûtement calcaire généralisé qui paraît beaucoup plus développé à proximité de la couverture crétacée-tertiaire. Le surcreusement des oueds fait aujourd'hui apparaître ces terrasses indurées comme de véritables petites cuestas. Cette formation ne peut pas être qualifiée de sédiment alluvionnaire mais plutôt de plaquage colluvionnaire. En effet, ce type de conglomérat, pelliculaire, non trié et non classé, témoigne d'un faible transport des matériaux et se situe encore dans le bassin versant d'un petit affluent de l'Oued Oum er Rbia.

Loin des lits des principaux oueds, cette même surface encroûtée contient de nombreux éléments plus ou moins émoussés du substratum paléozoïque qui évoque plus un phénomène d'altération qu'un véritable dépôt sédimentaire. Ce niveau s'apparenterait alors à l'encroûtement d'un reg.

q2-1 : Basses et moyennes terrasses et colluvions (C) (Tensiftien Soltanien)

Ces dépôts correspondent à un nouvel épisode de surcreusement des oueds qui acquièrent à ce stade leur disposition actuelle. Cette érosion est sans commune mesure avec la précédente (q3-4) puisque cette nouvelle

incision ne dépasse pas 10 m de profondeur. Le réseau hydrographique qui s'est mis en place, a provoqué la déstabilisation du plaquage colluvionnaire précédent (q4-3). Les colluvions remobilisées ont comblé les dépressions créées par le drainage des nouveaux oueds (q2-1C) ou ont été transportées dans les lits principaux pour former de petites terrasses alluvionnaires (q2-1) composées de sables et de graviers (fig. 19).

q1T : Travertins de Maïat (Soltanien probable)

A Maïat, en raison de l'abondance des sources dans cette localité, des encroûtements se sont développés : ils apparaissent dans les talwegs des petits collecteurs au sud de la localité.

A1e : éboulis (Rharbien)

Dans les Rehamna, les éboulis sont peu représentés et peu épais. Ils se disposent évidemment au pied des falaises principales, sur le flanc sud de l'arête de la Koudiat el Adam - Jebel Kharrou et en bordure nord de la cuesta du plateau des Gantour (fig 19). Dans ce dernier secteur, à El Hadada (X = 285 800 ; Y = 188 400), on peut observer un écroulement de la corniche maastrichtienne montrant des blocs de dimensions plurimétriques.

Ailleurs, la taille des éléments reste inférieure au décimètre. Les éboulis présentent une bonne stabilité qui témoigne d'une certaine ancienneté. Ils montrent parfois des traces de glissements gravitaires et pourraient dès lors être considérés comme des colluvions de versant.

A1 : Basse terrasse alluvionnaire de l'Oued Oum Er Rbia

Dans la zone de confluence entre l'oued Zraïkem et l'oued Oum Er Rbia (X = 287 000 ; Y = 213 000), le lit de ce dernier montrent les restes d'une terrasse postérieure aux alluvions précédentes mais entaillée par le lit et les dépôts actuels. Ces conglomérats alluvionnaires à galets arrondis sont extrêmement indurés et reposent directement sur les terrains ordoviciens.

A : Alluvions actuelles

Les alluvions actuelles se déposent dans la partie aval des principaux oueds sous forme de sables plus ou moins grossiers. Dans leur partie amont les oueds s'écoulent directement sur le substratum, ou éventuellement sur d'anciennes colluvions (fig. 19). La construction récente du barrage de Massira a fortement modifié l'équilibre hydrodynamique de cette région.

Les principaux oueds qui déposent des alluvions actuelles sont :

- dans le sud de la carte, l'oued Guettara et ses affluents, l'oued el Jmel, l'oued el Rhedar et l'oued el Fatmi, qui se jettent dans le lac de Massira ;
- dans le nord, l'oued el Khébir qui débouche dans le lac de Massira et l'oued Zraïkem qui se jette dans l'oued Oum Er Rbia en aval du barrage de Massira.

3. EVOLUTION TECTONIQUE DES REHAMNA

Les discordances régionales qui marquent les principales étapes de l'évolution de la Meseta marocaine, classées dans un ordre chronologique, sont représentées par :

- les dépôts continentaux permien qui scellent les structures orogéniques hercyniennes. Il est à noter que ces formations volcano-sédimentaires reposent exclusivement sur des terrains paléozoïques non-métamorphiques, ce qui signifie qu'à l'Autunien les roches métamorphiques n'affleurent pas encore ;
- la couverture crétacé-tertiaire qui repose en discordance sur l'ensemble des terrains paléozoïques scelle aussi des failles majeures post-autuniennes (horsts et grabens) telle que la faille normale régionale des Ouled Ouggad qui traverse la totalité de la feuille de Jebel Kharrou. C'est au jeu de cette faille que l'on doit l'exhumation et l'érosion post-permiennes des terrains métamorphiques ;
- la pénéplénation plio-villafranchienne qui érode une vaste voussure alpine (Miocène) faisant apparaître la boutonnière paléozoïque des Rehamna. Cette surface dite "Moghrébienne" a été rehaussée au cours du Quaternaire jusqu'à une altitude actuelle d'environ 500 m, où elle est encore soumise à l'érosion.

La configuration actuelle des Rehamna répond donc à 3 étapes de structuration majeures : (i) l'orogénèse hercynienne ; (ii) la phase carbonifère supérieur-permienne marquée par des intrusions granitiques et les dépôts continentaux sédimentaires et volcaniques ; (iii) le cycle alpin, d'abord sous influence des ouvertures atlantique et téthysienne puis, de la flexuration due aux mouvements atlasiques.

3.1 ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE HERCYNIENNE

LES SUBDIVISIONS HERCYNIENNES RÉGIONALES

Les déformations orogéniques hercyniennes affectent tous les terrains anté-permiens qui affleurent sur la carte. Depuis les travaux de Michard (1982) les Rehamna méridionaux sont subdivisés en trois zones structurales d'orientation NNE-SSW : Rehamna occidentaux, centraux et orientaux séparés respectivement par la "faille médiane" et par la "zone de cisaillement des Ouled-Zedness". Les Rehamna centraux et orientaux sont affectés, par un métamorphisme régional de type barrowien qui atteint le faciès amphibolite supérieur.

Les Rehamna occidentaux, quant à eux, sont restés dans le domaine de l'épizone supérieure et constituent la bordure orientale du môle côtier.

La feuille au 1/50000 de "Jebel Kharrou" recouvre uniquement une partie des Rehamna orientaux.

ORGANISATION STRUCTURALE DES REHAMNA

L'ensemble des structures ont été basculées d'une vingtaine de degrés vers l'est, probablement au début du Mésozoïque, ce qui explique que les dépôts permiens largement représentés sur la feuille du Jebel-Kharrou n'affleurent plus que dans l'angle SE de la feuille voisine de Skhour-des-Rehamna. On observe donc un approfondissement des unités en se déplaçant vers l'ouest comme en témoignent les faciès de haut-degré métamorphique beaucoup plus développés sur la feuille de Skhour des Rehamna.

Pour bien comprendre la logique de la déformation hercynienne, il faut se reporter à l'état des structures scellées par les dépôts continentaux autuniens affleurant dans les Rehamna orientaux. Ces structures nous permettent de définir quelques principes de base qui offrent une clé de lecture structurale à l'ensemble du massif des Rehamna.

Unités supérieures non-métamorphiques sur des Unités inférieures métamorphiques

Les dépôts permiens reposent exclusivement sur des séries paléozoïques non-métamorphiques de part et d'autre du demi-horst (liasique ?) des Ouled Ouggad. *Il faut par conséquent admettre, à la fin de l'orogénèse hercynienne, (i) l'existence d'une pile d'unités non-métamorphiques qui recouvraient l'ensemble des Rehamna ce qui signifie que (ii) les terrains métamorphiques se sont toujours situés au-dessous des unités non-métamorphiques et que leur exhumation est post-permienne.* Cette déduction, qui *a priori* paraît triviale, va pourtant à l'encontre des idées partagées jusqu'à présent par l'ensemble des auteurs. Tous ont admis, du moins pour la partie occidentale (Michard, 1982 ; Cornée, 1982 ; Aghzer, 1994) que les unités métamorphiques des Ouled Hassine et de Lalla Tittaf occupaient, in fine, une position structurale plus élevée que celle des terrains non-métamorphiques. Autrement dit, tous ces auteurs ont accepté, plus au moins implicitement, l'hypothèse "autochtoniste" de Michard (1968) selon laquelle le métamorphisme des Rehamna a été généré par la montée d'un front thermique à la manière d'une auréole de métamorphisme de contact (isogrades très inclinés). Pour notre part nous nous rapprochons plus des idées anciennes de Gigout (1951) qui admettait que le métamorphisme croissait avec la charge lithostatique et que les surfaces isogrades étaient à l'origine proches de l'horizontale.

A la fin de l'orogénèse hercynienne donc, seules les Unités non-métamorphiques étaient à l'affleurement, comme actuellement dans le Maroc Central. Celles-ci étaient composées par un empilement d'unités d'âge décroissant du nord vers le sud : un ensemble inférieur (Ordovicien à Silurien), un ensemble médian (Dévonien ?) et un ensemble supérieur (Viséen moyen à Namurien). Globalement l'empilement de ces unités restitue un ordre stratigraphique même si dans le détail les contacts entre ces ensembles est généralement tectonique.

Le contact tectonique entre les unités non-métamorphiques et les unités métamorphiques s'observe en quasi-continuité au nord du horst (post autunien) des Ouled Ouggad. L'unité supérieure est représentée par les Formations de l'Ashgill qui reposent à la fois sur l'Unité des Ouled Hassine (Dévonien) à l'ouest et sur celle de Lalla Tittaf (Paléoprotérozoïque ?) à l'est.

Épaississement crustal et écroulement de la chaîne

Au cœur de la boutonnière des Rehamna, l'existence même et la répartition du métamorphisme régional permet de déduire 2 phases majeures dans l'édification de la chaîne hercynienne. En effet, le développement du métamorphisme régional de type barrowien, qui atteint ici le faciès amphibolite, constitue déjà en soi la preuve que des unités structurales (Ouled Hassine et Lalla Tittaf) ont été impliquées dans des mécanismes d'enfouissement tectonique. On sait aujourd'hui que ce type de métamorphisme est généré par un surépaississement crustal lié aux subductions continentales (à vitesse lente), autrement dit, à la création d'un prisme d'accrétion crustal. Dans ce type de métamorphisme, les surfaces isogrades sont proches de l'horizontale.

La superposition des unités non-métamorphiques sur des unités métamorphiques s'accorderait bien avec un schéma classique d'empilement de nappes si ce n'est que l'on n'observe pas ici de gradient thermique continu entre les Unités non-métamorphiques et les Unités métamorphiques. La saute de cristallinité entre ces unités se manifeste aussi par un changement de style de déformation, beaucoup plus ductile et pénétratif dans les Unités métamorphiques.

Sur la feuille adjacente de Skhour des Rehamna, la plupart des auteurs (Jenny, 1974 ; Aghzer et Arenas, 1995) avaient déjà constaté une condensation anormale des isogrades métamorphiques : l'apparition des premières paragenèses à grenat-staurotide-disthène (environ 550° C à 8kb, Aghzer et Arenas, 1998) se situe à moins de 2 km au-dessous des unités supérieures auxquelles atteignent au maximum l'épizone inférieure. De tels gradients n'existent pas dans la nature et l'on doit admettre l'existence d'une véritable saute de métamorphisme entre les Unités supérieures non-métamorphiques et les Unités inférieures métamorphiques. Cette "lacune" peut s'expliquer en invoquant le fonctionnement de détachements, assurant le retour à l'équilibre d'une croûte surépaissie. C'est à A. Aghzer (1994) que revient le mérite d'avoir mis en évidence ce processus d'amincissement (désépaississement) syn à tardi-orogénique.

Chronologie et nomenclature des déformations hercyniennes

Les déformations hercyniennes précoces D1 et D2

Les déformations majeures qui viennent d'être décrites (empilement et extension) se traduisent, dans les unités

métamorphiques, par une foliation régionale composite extrêmement pénétrative dans laquelle s'inscrivent les minéraux du métamorphisme. Elles ont enregistré l'essentiel de l'édification de la chaîne hercynienne et de son effondrement. Ces déformations seront désignées sous le terme de déformations précoces D1 et D2. D1 comprend toutes les déformations associées à la mise en place des nappes dans le prisme d'accrétion crustal. D2 se réfère à toutes les déformations successives générées au cours de l'extension. Très souvent il est difficile d'établir une discrimination entre les structures D1 et D2 et le terme de déformation composite "D1-2" sera alors utilisé.

Les déformations hercyniennes tardives D3 et D4

Les déformations tardives sont mineures par rapport aux précédentes mais elles apparaissent pourtant comme les plus spectaculaires sur les images satellitaires, les photographies aériennes ainsi qu'à l'affleurement. C'est à elles que l'on doit la structure arquée du Jebel Kharrou à la Koudiat el Adam. Deux phases tectoniques hercyniennes post-métamorphiques D3 et D4 ont été identifiées. Elles se sont traduites toutes deux par des plis et des chevauchements.

LES DÉFORMATIONS PRÉCOCES D1 ET D2

C'est à ces phases de déformation que l'on attribue la tectonique d'enfouissement (D1) à grande profondeur (environ 30 km) des Unités métamorphiques des Rehamna orientaux et centraux, puis de leur désépaississement (exhumation) D2. Les Unités non-métamorphiques n'ont pas dépassé les limites de l'anchizone et sont donc restées superficielles au cours de l'orogénèse hercynienne. Dans les unités inférieures métamorphiques les déformations D1 et D2 sont ductiles et sont clairement exprimées sous forme d'une foliation synmétamorphe marquée. Dans les unités superficielles le style est différent, les déformations sont discontinues et plus rigides.

Déformations D1 et D2 dans les Unités métamorphiques

Il est difficile d'aborder la déformation D1 sans décrire la déformation D2 car l'intensité de cette dernière est telle qu'elle ne laisse plus subsister que quelques reliques macro ou microscopiques des structures antérieures. On peut juger de l'ampleur de ces déformations seulement si le contraste rhéologique entre les roches est marqué : par exemple les barres de quartzites dans les

micaschistes encaissants de l'Unité des Ouled Hassine ou encore les corps d'amphibolites à l'intérieur de l'Unité de Lalla Tittaf.

Le trait structural essentiel de ces séries métamorphiques réside dans le boudinage généralisé des niveaux compétents, observé à toutes les échelles. Ainsi la cartographie de l'Unité des Ouled Hassine se caractérise par un alignement de lentilles tectoniques hectométriques de quartzites qui montrent des structures internes ultra-mylonitiques. C'est à la phase d'extension ductile D2 qu'est attribué ce boudinage extrême.

La phase D1 rassemble donc toutes les déformations qui sont associées à la mise en place des nappes. Les contacts primitifs ont sans doute été oblitérés par l'extension D2, mais on peut néanmoins déduire l'existence des nappes suivantes, du haut vers le bas :

- le chevauchement des Unités supérieures non-métamorphiques sur des unités aujourd'hui disparues (les premières reposent aujourd'hui sur les Unités métamorphiques de Lalla Tittaf et des Ouled Hassine suite à un détachement D2) ;
- le chevauchement possible de l'Unité de Lalla Tittaf (Paléoproterozoïque) sur l'Unité des Ouled Hassine (Dévonien) avec l'Unité de Dallaat el Kahlat coincée entre les deux précédentes.

Cet empilement de nappes (prisme d'accrétion crustal) a engendré un métamorphisme de type barrowien dont les isogrades du pic thermique recoupent ces contacts chevauchants 1.

Les directions cinématiques de cette collision continentale demeurent incertaines. Tout au plus peut-on

estimer, à l'échelle de la Meseta occidentale, que la bande métamorphique qui relie les Rehamna à la région située au SW de Rabat représente la zone de suture. L'axe de la chaîne aurait eu alors une direction NNE-SSW à N-S. Les écaillages observés dans les unités superficielles et interprétés en tant que D1 indiqueraient un sens de chevauchement global vers l'ouest. A l'échelle de l'affleurement, les linéations d'étirement attribuées à D1, qui sont plutôt orientées E-W, tendent à conforter cette hypothèse.

Les plis P1 les mieux préservés s'observent à la base de la barre de quartzites de Moulay Haïcham (photo 23). Ceux-ci montrent une géométrie de plis en fourreaux spectaculaire avec des axes courbes évoluant, dans le sens horaire, de N100° à N30° et une linéation d'étirement constante orientée N80°.

Dans les boudins de quartzite (D2) subsistent parfois les reliques des plis ductiles P1. Il est fréquent d'observer que la plupart de ces lentilles tectoniques, quelle que soit leur dimension, correspond en fait à des charnières de pli P1 qui ont subi un boudinage transverse à leur axe (photos 24 et 25). Il est donc clair que le boudinage survient après la formation des plis P1 avec des axes de déformation différents de ceux de la première phase.

Nous appelons phase D2 toutes les déformations extensives produites entre D1 et les phase plicatives tardives D3 et D4. Cette déformation D2 s'accompagne uniquement de structures extensives (boudinage ductile et bandes de cisaillement) qui amplifient les structures antérieures. D2 peut être décrite comme un raccourcissement vertical généralisé agissant sur des structures planaires D1 proches de l'horizontale. De ce fait les



PHOTO 23 : Plis en fourreau P1 dans la barre de quartzite de Moulay Haïcham (X = 292 980 ; Y = 199 470). La linéation d'étirement associée à cette déformation D1 est orientée N80°, plongeant de 10° vers le NE.

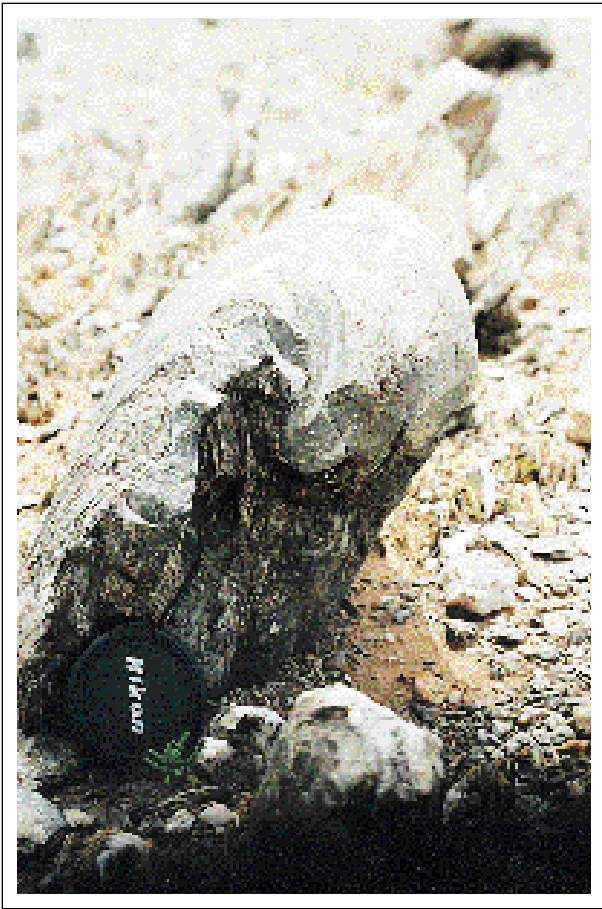


Photo 24 : Charnière de pli P1, plissée par un pli P3 orienté N0°, dans un banc de quartzite de l'Unité des Ouled Hassine (X = 279 510 ; Y = 200 310).

structures D2 sont les seules à pouvoir expliquer le rapprochement anormal entre les unités superficielles et les unités profondes : de par sa nature extensive, D2 contribue par définition au désépaississement crustal.

Les taux de raccourcissement vertical mis en jeu dans cette déformation D2 (boudinage) sont considérables ; par exemple, dans l'Unité des Ouled Hassine (au nord de Sidi Kountar), les boudins métriques d'un banc de métaconglomérat sont régulièrement espacés d'une vingtaine de mètres (photo 3) ce qui impliquerait des valeurs de l'ordre de 2000 % de raccourcissement si l'on admet un régime de déformation coaxiale. Cette dilacération des niveaux compétents, par morcellement ductile des bancs gréseux ou quartzitiques dans l'encaissant micaschisteux, donne parfois à ces roches l'apparence de pseudo-conglomérats (photos 25 et 26).

Les axes de cette déformation D2, mesurés sur les boudins, indiquent des directions d'extension majeures comprises entre le SSE-NNW et le SSW-NNE. Les linéations minérales et d'étirement observées sur les plans de foliation métamorphique S1-2 sont majoritairement orientées NNE-SSW. Celles-ci sont donc compatibles avec l'étirement des boudins.

La masse micaschisteuse qui compose l'essentiel des Unités métamorphiques, se signale quant à elle, par une foliation composite (S1-2). Celle-ci correspond à la réactivation et à l'amplification de la foliation S1 par la déformation cisailante D2.



PHOTO 25 : Charnière d'un micropli P1, boudinée par D2 puis replissée par P4 à vergence SSW (Unité des Ouled Hassine). Ces lentilles tectoniques de quartzites (charnières P1 boudinées) isolées dans la masse micaschisteuse peuvent donner à la roche l'apparence d'un conglomérat.



PHOTO 26 : Boudin d'un niveau de quartzite pris dans un microplissement P4, donnant une apparence de galet. Unité des Ouled Hassine (X = 281 500 ; Y = 208 780).

Relations entre le métamorphisme et les déformations D1 et D2

Dans les Rehamna, les relations entre le métamorphisme régional et les déformations ont fait l'objet d'un grand nombre d'étude en lames minces (Gigout, 1951 ; Piqué, 1972 ; Jenny, 1974 ; Hœpffner, 1974 ; Michard, 1982 ; Corsini, 1988 ; Aghzer, 1994). Les faciès métamorphiques de plus haut degré se situent sur la bordure sud du horst des Ouled Ouggad, dans l'Unité de Lalla Tittaf. A l'échelle régionale, on peut considérer que la zone à grenat est plus ou moins confondue avec la zone à staurotide et disthène. C'est évidemment au cœur de la mésozone, où les minéraux du métamorphisme régional sont variés et bien développés, qu'il faut rechercher

les relations les plus claires entre les cristallisations minérales et les déformations. Tous les auteurs précédents avaient déjà signalé le caractère "tardif" de ces paragenèses par rapport à la foliation régionale.

Le tableau 3 représente les relations observées entre les cristallisations du métamorphisme régional et les déformations.

Le grenat montre une cristallisation précoce par rapport à la staurotide ou au disthène. Il est souvent moulé par la foliation externe (S2) et scelle systématiquement une schistosité interne (S1) rectiligne (photo 27) ou sigmoïde. Cela démontre que le grenat est postérieur à une première schistosité (S1) et croît de façon anté à syncinématique

TABEAU 3 : Relations déformation-cristallisation des minéraux du métamorphisme régional dans les unités les plus métamorphiques des Rehamna. En rouge : les minéraux des plus hauts degrés métamorphiques.

	D1	D2	D3
Chlorite	————		————
Stilpnomélane	————		————
Phengite	————		————
Chloritoïde	————	————	————
Biotite	————	————	————
Muscovite	————	————	————
Grenat	————		
Staurotide		————	
Disthène		————	
Andalousite		??--??	
Quartz	————	————	————
Plagioclase	————	————	————
Ilménite	————	————	————
Rutile	————	————	

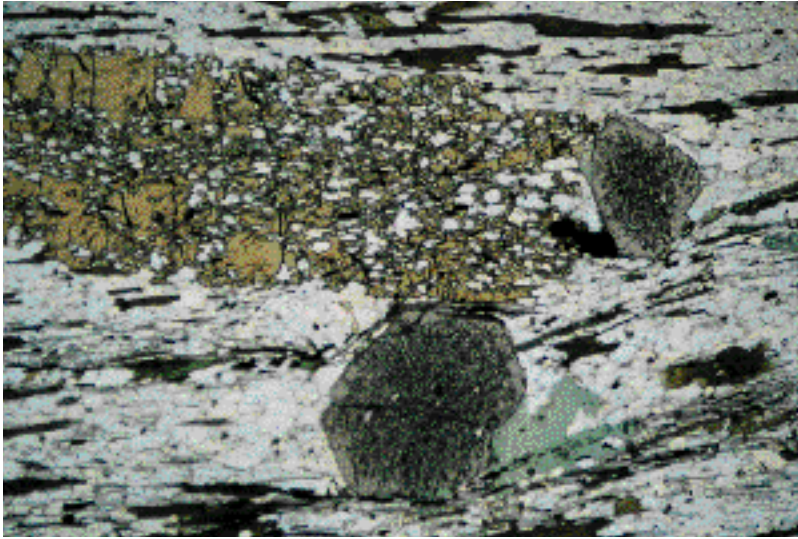


PHOTO 27 : Microphotographie de grenat et staurotide. Le grenat est moulé par une schistosité S2 et a scellé une première schistosité S1. La staurotide est postérieure à la schistosité S2.

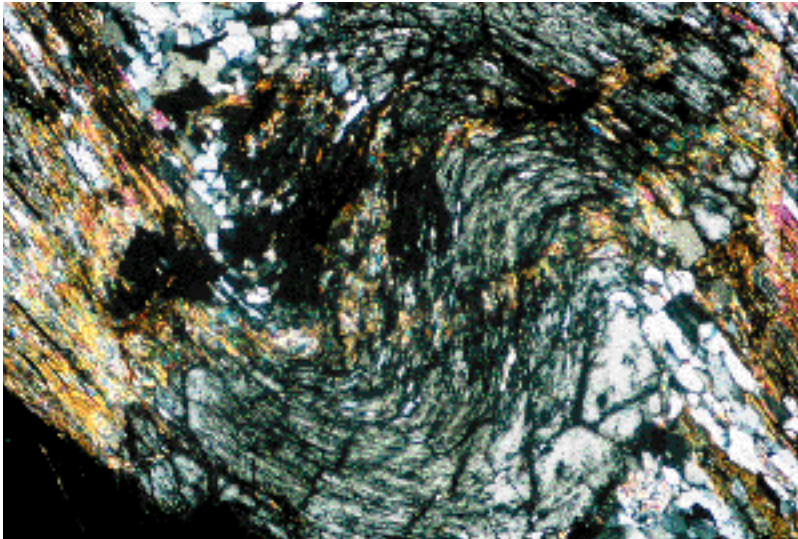


PHOTO 28 : Microphotographie d'une staurotide syncinématique de la schistosité S2.

(figures rotationnelles) par rapport à une nouvelle schistosité S2. Des blastes de chloritoïde sont parfois inclus dans les grenats.

Les staurotides, à l'instar de certains grenats, peuvent être syncinématiques de la déformation D2 (photo 28). Mais plus généralement, alors que le grenat est moulé par la schistosité S2, la cristallisation de la staurotide, en "emprisonnant" cette dernière, paraît de fait plus tardive (photo 27). Les inclusions de grenat dans la staurotide sont d'ailleurs assez fréquentes. Des échantillons prélevés à l'extrémité des boudins de quartzites démontrent bien que les staurotides sont postérieures à une première foliation mylonitique S2 qui moule les boudins.

La cristallisation du disthène, plus rare, est synchrone de celle de la staurotide, donc syn à tardi-S2 (photo 29). Le disthène apparaît aussi dans des veines de quartz qui s'accorde bien avec le régime extensif D2.

On peut donc conclure à première vue qu'au plus profond de la mésozone (faciès amphibolite supérieur), le paroxysme thermique marqué par l'apparition d'une paragenèse à staurotide, grenat et disthène est syn à tardi-S2. Aghzer (1994) et Aghzer et Arenas (1995 et 1998) ont quantifié les conditions pression (P) et température (T) du pic de métamorphisme. Ils ont obtenu des valeurs de $T = 560^{\circ}\text{C}$ et $P = 9\text{kb}$ dans les micaschistes des Rehamna centraux et de $T = 532^{\circ}\text{C}$ et $P = 7\text{kb}$ dans les Rehamna orientaux. La profondeur d'enfouissement de ces terrains métamorphiques oscille alors entre 20 et 30 km.

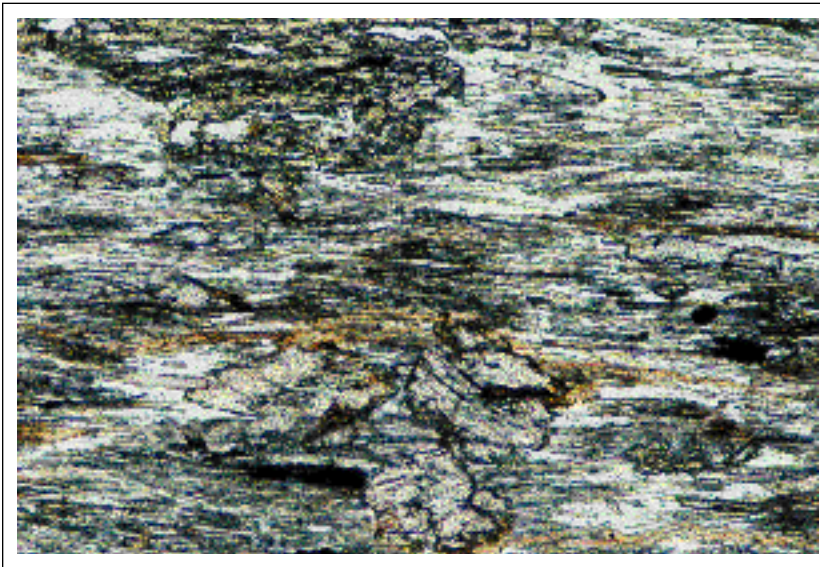


PHOTO 29 : Microphotographie de poëciloblastes de disthène et staurotide postérieurs à la schistosité S2.

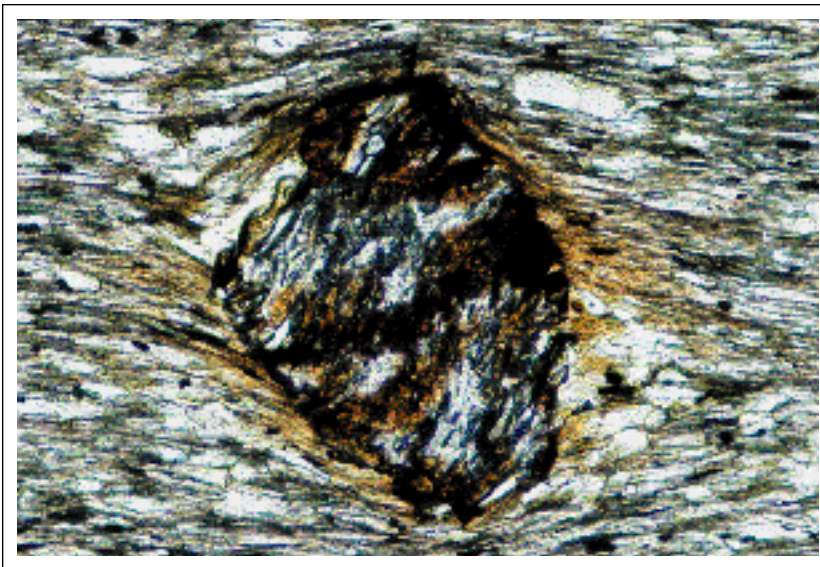


PHOTO 30 : Microphotographie d'un claste de grenat moulé par une foliation rétrograde S2.

A l'échelle régionale la répartition des paragenèses qui définissent la mésozone (échine allongée W-E) est homogène. Pourtant à l'intérieur même de la mésozone, une nouvelle foliation rétrograde à phengite biotite ou chlorite apparaît, parallèle à la précédente (S2). Cette nouvelle foliation, développée dans un faciès schiste-vert, moule de rares reliques de grenat (photo 30) ou de staurotide (photo 31). Géométriquement, rien ne distingue cette nouvelle schistosité (post-pic métamorphique) de la S2 précédente (anté à syn-pic métamorphique). Il ne s'agit pas non plus de l'une des déformations tardives puisqu'elle est elle-même affectée par ces dernières. Il faut alors rapporter cette schistosité rétrograde (photos 30 et 31) à un stade tardif de la déformation D2 et considérer que D2 a fonctionné durant un long laps de temps, depuis un contexte

métamorphique mésozonal, jusqu'à atteindre un niveau épizonal. Nous estimons donc que la déformation D2 a bien débuté juste avant l'apparition du pic thermique mais s'est poursuivie (en continuum de déformation) dans une ambiance métamorphique rétrograde. Comme le montre la figure 21, dans un chemin P-T le pic thermique est atteint après le pic barométrique ; autrement dit, c'est après le début de la décompression que devrait cristalliser les minéraux de plus haut degré thermique (staurotide, disthène).

Cette dernière interprétation s'accommode fort bien du caractère extensif (amincissement crustal) de la déformation D2 qui enregistre les processus d'exhumation des parties profondes de la chaîne. Du fait de l'amincissement crustal, ces terrains sont portés à des

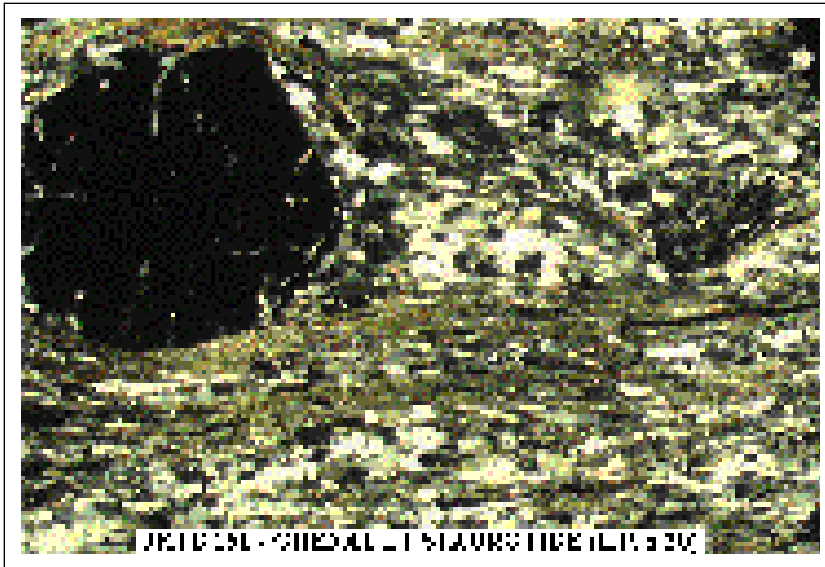


PHOTO 31 : Microphotographie de clastes de grenat et de staurotide moulés par une foliation rétrograde tardive S2, dans l'Unité de Lalla Tittaf, à proximité de la faille des Ouled Ouggad.

niveaux structuraux de plus en plus superficiels, les déformations résultantes enregistrant des faciès métamorphiques de plus en plus rétrogrades. C'est à cette même conclusion qu'avaient déjà abouti les études d'Aghzer et Arenas (1995 et 1998).

La déformation D2 précoce des unités profondes (mésozonales) apparaît continue, ce qui s'explique par la ductilité des roches à haute température. Au fur et à mesure de l'exhumation on devrait s'attendre à ce que cette déformation devienne de plus en plus discontinue, c'est-à-dire localisée sur des zones de cisaillement particulières (fig. 20). C'est à l'une de ces surfaces de cisaillement (détachement), la plus tardive dans la déformation D2, que correspond le contact entre les Unités supérieures non-métamorphiques et les Unités inférieures métamorphiques. Sur la feuille voisine de Skhour des Rehamna, Aghzer et Arenas (1998) ont montré que, les différences de pression entre la zone de la biotite et celle de la staurotide révèlent, compte tenu de l'épaisseur actuelle séparant ces zones, un déficit de charge minimal de l'ordre de 11 à 12 km.

Déformations D1 et D2 dans les Unités non-métamorphiques

Les Unités non-métamorphiques sont restées dans des niveaux structuraux superficiels lors de l'empilement des nappes (D1). Elles sont par conséquent affectées par une déformation globalement discontinue et plus fragile qui contraste avec la ductilité extrême caractérisant les unités inférieures.

Dans les Unités supérieures non-métamorphiques, il est

difficile de distinguer les structures précoces D1 de celles de D3 car le style et les axes de déformation sont identiques.

Les structures en question apparaissent surtout dans les séries ordoviciennes de l'arc du Jebel Kharrou. Celles-ci se présentent sous forme de chevauchements dirigés vers l'ouest qui redoublent les barres de quartzites. Ces chevauchements s'apparentent à une tectonique de couverture qui s'accompagne de plis isoclinaux mineurs. Ces structures précoces (photo 7) ont été redressées ultérieurement lors des déformations tardives D4 et D5.

Les bordures ouest et sud de l'arc du Jebel Kharrou sont constituées par les formations d'El Mechach et du Goulibet (Asghill) qui montrent presque exclusivement une polarité stratigraphique inverse et sont écaillées par les chevauchements tardifs 4. Le renversement précoce de ces formations pourrait être interprété comme le flanc inverse d'un vaste pli P1 recoupé ensuite par un plan de détachement 2. D'autres exemples du même type, où le renversement des couches est précoce, se trouvent au sud de la Faille des Ouled Ouggad, dans les formations d'El Rhar et de Dalaat et d'Hamed el Haj.

La surface tectonique, inclinée de 0 à 20° vers l'est, qui jalonne la base des Unités supérieures, est attribuée à un détachement 2 même si celui-ci a été réactivé par la suite. Ce contact recoupe les plans de chevauchement 1 qui superposent les unités métamorphiques des Ouled Hassine, de Dalaat el Kahlat et de Lalla Tittaf. Il est jalonné par des lentilles tectoniques des quartzites de l'Ashgill (Formation du Goulibet) et des quartzites de l'Unité des Ouled Hassine. Ces différents quartzites sont parfois juxtaposés et montrent des différences de

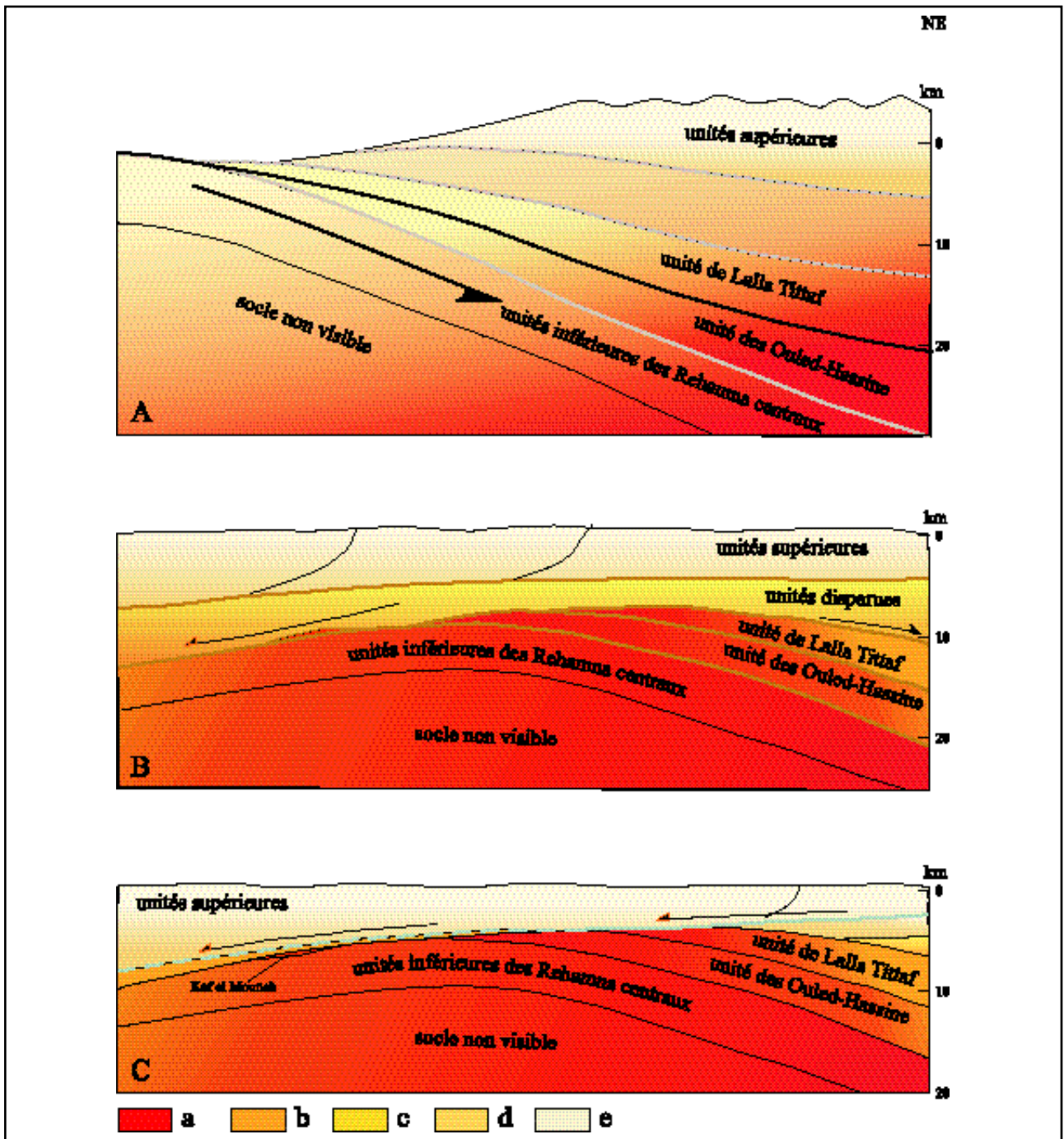


FIG. 20 : Schéma conceptuel des mécanismes d'enfouissement puis d'aminçissement crustaux.

A : Subduction continentale vers l'est qui engendre la formation d'un prisme d'accrétion crustal. Au terme de cet empilement, le pic thermique du faciès Barrovien (dégradé de couleurs) "imprime" ses isogrades à travers les contacts des nappes. L'extension a déjà pu commencer dans le prisme avant la fin de la subduction continentale.

B : Début d'exhumation des unités profondes (coupe NNE-SSW). L'aminçissement crustal résulte de 3 mécanismes : érosion, raccourcissement vertical (extension ductile) et plan de détachement ductile localisé à la base des unités supérieures. Du fait de la remontée des unités dans des niveaux structuraux de plus en plus superficiels, les déformations sont de moins en moins ductiles et le métamorphisme de plus en plus faible.

C : Fin de l'exhumation. Un plan de détachement de type fragile-ductile, amène *in fine* les unités supérieures peu métamorphiques sur les faciès de haut degré métamorphique, en soustrayant une partie des niveaux intermédiaires.

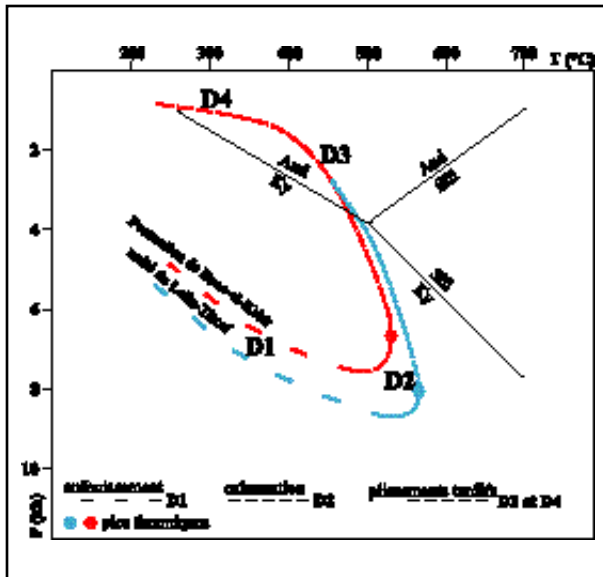


FIG. 21 : Trajet P-T établi dans les unités inférieures métamorphiques des Rehamna centraux (Série de Sidi-Ali) et orientaux (unité de Lalla Tittaf). On remarque que la décompression a déjà débuté lorsque le pic thermique est atteint. Minéralogiquement cela se traduit par des cristallisations post-cinématiques de staurotite et de disthène sur les premières foliations mylonitiques S2.

ductilité dans la déformation : structures sédimentaires préservées dans l'Asghill et foliation mylonitique dans les Ouled Hassine.

Des structures extensives D2 s'observent également à l'intérieur des Unité supérieures. La plus remarquable affecte l'unité de Demja qui, par sa nature silto-argileuse a joué un rôle de couche-savon et a subi en conséquence des réductions d'épaisseur considérable. De même les barres de quartzites de l'Ordovicien supérieur ont été délaminaées à des degrés variables.

La comparaison de ces structures extensives avec celles du Maroc Central est frappante (Baudin *et al.*, 2001) et il ne serait pas étonnant que, dans ce dernier massif, les unités métamorphiques se situent immédiatement au-dessous de la couverture ordovicienne affleurante.

Dans les Rehamna, au terme de la phase d'exhumation D2, on pourrait envisager le "paysage" structural suivant : une couverture tectonique non-métamorphique reposant, grâce à un détachement (D2), sur des nappes préalablement métamorphisées à la base d'un prisme d'accrétion crustal. Toutes ces unités (représentées sur la carte) étaient dès lors regroupées dans une tranche structurale superficielle qui n'excédait pas 5 km de profondeur, dans un contexte métamorphique allant de

l'épizone inférieure (chlorite) à l'anchizone. Les déformations tardives D3 et D4 se sont alors développées dans ces conditions thermobarométriques ($T < 350^{\circ}\text{C}$ et $P < 4\text{kb}$) en affectant les séries, sans distinction, avec un même style tectonique.

LES DÉFORMATIONS TARDIVES D3 ET D4

Déformation D3

La déformation P3 est marquée par des plis déversés (parfois décro-chevauchants) vers l'WNW, qui affectent l'ensemble des zones des Rehamna, avec un gradient de déformation localisé dans les Rehamna centraux. C'est à l'existence de ce train de plis décro-chevauchant que l'on doit la distinction de la "zone de cisaillement des Ouled Zedness". Il faut également signaler que ces plis avaient été attribués, par certains des auteurs précédents, aux premières phases de déformation car ils semblaient être les premiers à affecter la stratification sédimentaire (Piqué, 1972 ; Jenny, 1974 ; Høpfner, 1974 ; Michard, 1982). Par contre, d'autres auteurs leur reconnaissent une origine plus tardive : P2 pour Cornée (1982) et Corsini (1988) et P3 selon Aghzer (1994).

Sur la feuille de Jebel Kharrou, le plus bel exemple de plissement P3 est dessiné par l'alignement des lambeaux de carbonate et de quartzite de l'Unité des Ouled Hassine qui se suit (en bordure est de la feuille) depuis Dalaat el Had ($X = 279\ 060$; $Y = 197\ 890$) jusqu'à Dalaat el Goujguel ($X = 280\ 100$; $Y = 210\ 470$) où il forme une charnière antiforme déversée vers le NW. Le prolongement nord de ce plissement est tronqué par la structuration E-W (D4) de la Koudiat el Adam - Hayar.

À l'échelle de l'affleurement les plis P3 d'orientation NNE-SSW et à vergence WNW, peuvent être observés localement (photo 24). Ils présentent tous une schistosité de plan axial incliné à plus de 45° vers l'est.

Dans les unités supérieures non métamorphiques, nous l'avons déjà signalé, certaines structures P3 pourraient être confondues avec celles de D1. Cependant la colline d'El Ounnkel ($X = 282\ 590$; $Y = 210\ 830$) offre des superpositions de structures qui permettent de valider l'existence d'un plissement P3 à flanc inverse d'axe NE-SW et à vergence NW.

Déformation D4

De par leur caractère tardif, les plis et les chevauchements D4 représentent l'essentiel des structures observées dans

les Rehamna orientaux structuralement plus haute.

Dans les Unités inférieures, D4 est uniquement représentée par un plissement, parfois isoclinal, métrique à décamétrique de vergence sud à SW qui montre systématiquement des flancs inverses cisailés. La schistosité associée S4 est orientée NW-SE avec une inclinaison de 15 à 30° vers le NE. Généralement crénelative (photos 32 et 26), cette schistosité de plan axial S4 évolue vers une schistosité de flux dans les zones à hautes déformations (photos 25 et 33).

Le contact entre les Unités métamorphiques et les Unités supérieures constitue un plan de cisaillement 4 qui montre une cinématique vers le sud ou le SSW. L'orientation globale de cette surface tectonique (photo

34) est identique à celle de la schistosité de plan axial S4 (inclinée de 15° vers l'ENE). On peut donc considérer que ce contact, qui marque une saute métamorphique entre les unités, était d'abord un plan de détachement 2 qui a été réactivé ensuite en chevauchement vers le sud ou le SW lors de la déformation D4. Ce contact est aujourd'hui particulièrement visible depuis Dalaat el Mesrane (X = 281 530 ; Y = 205 530) jusqu'au Jebel Zraïkem (X = 281 500 ; Y = 207 920). Il est marqué dans le paysage par un niveau métrique, intermédiaire entre une cataclasite et une mylonite, imprégné de concrétion ferrugineuse (cf. analyse TB51 dans le chapitre "Gîtes et indices minéraux"). Ce plan de chevauchement a été décrit par l'ensemble des auteurs précédents ; il faut toutefois signaler, qu'en l'absence de jalons, il est impossible de quantifier le déplacement de cette "nappe"

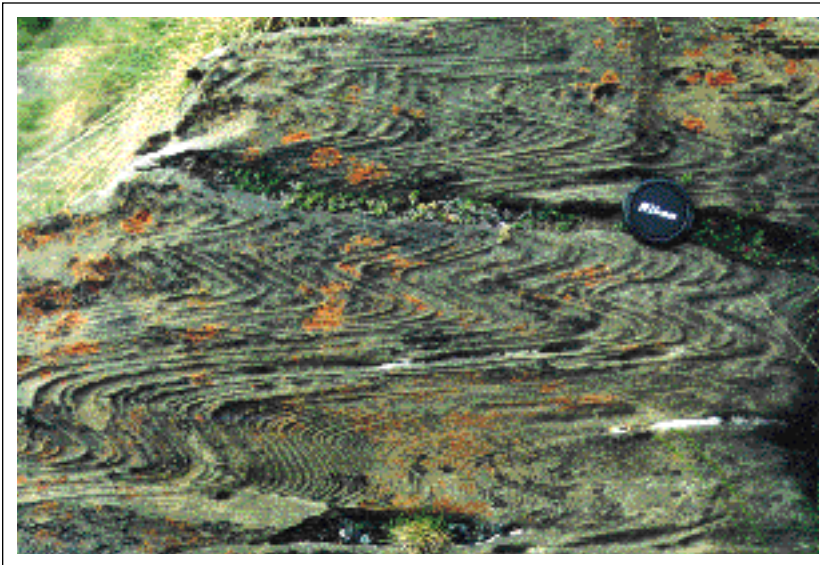


PHOTO 32 : Plissement P4, à vergence SSW, dans un niveau de calcschiste gréseux de l'Unité des Ouled Hassine (X = 280 840 ; Y = 209 350, vue vers l'est).



PHOTO 33 : Boudin (D2) de marbre dolomitique plissé par P4 à vergence SSW (Unité des Ouled Hassine). Dans les micaschistes, la schistosité S4 représente le plan de débit principal de la roche.



PHOTO 34 : Contact tectonique de la Formation d'El Mesrane (Asghill, non-métamorphique) sur l'Unité des Ouled Hassine (dévonien ?, métamorphique) au sud de l'Oued Zraïkem (X = 281 630 ; Y = 208 780, vue vers le sud). Ce contact était d'abord un détachement D2, puis a été réactivé en plan de glissement vers le SSW lors de la phase D4.

tardive qui pourrait être seulement d'ordre kilométrique.

Au-dessus du plan de chevauchement, dans les Unités non métamorphiques, la déformation D4 est plus remarquable. C'est à elle que l'on doit la virgation et le renversement des séries du Jebel Kharrou ainsi que les redoublements des barres de quartzites (déjà renversées par D1 ou D4) de l'Asghill (Formation du Goulibet).

Le massif de Demja-Allahia correspond au flanc normal du pli-chevauchant P4 du Jebel-Karrou, sur le versant occidental on observe de bas en haut (voir coupe sur la carte géologique) :

- la formation de Drioukat affectée par des plis hectométriques P4 N120° déversés vers le SSW et une schistosité S4 inclinée de 35 à 55° vers le NNE ;
- la formation argilosilteuse de Demja, décollée à la base (contact tectonique 4) et montrant vers le haut des plis d'entraînement métriques P4 fortement déversés vers le SSW ;
- la Formation de la Koudiat el Adam, surépaissie par des plis pluri-hectométriques P4 chevauchants vers le sud ;
- la barre de quartzite de la Formation du Jebel Kharrou qui repose par un contact incliné de 20° vers l'est sur les structures précédentes.

Au sud, cette pile stratigraphique est renversée dans le flanc inverse P4 du Jebel Kharrou qui rejoint à l'ouest la Koudiat el Adam. On peut assimiler ce pli pluri-kilométrique à un pli de rampe évolué car il est probable que le flanc inverse du Jebel Kharrou chevauche aussi la Formation d'El Mechach.

Dans les secteurs du Goulibet et d'El Mesrane les redoublements 4 des barres de quartzite de l'Asghill supérieur sont jalonnés par les seuls lambeaux de Silurien connus dans les Rehamna. Ces chevauchements affectent le plus souvent des séries qui sont déjà en position renversée du fait de la déformation D1 ou D3.

Le style de déformation du pli chevauchant "Allahia - Jebel Kharrou" peut être généralisé à l'ensemble des Unités supérieures. Les mêmes structures chevauchantes vers le SSW ou le sud se retrouvent au sud de la faille des Ouled Ouggad, et sont particulièrement visibles dans la Formation de Dalaat qui montre sur la carte une structure arquée et le développement de flancs inverses identiques à la géométrie du Jebel Kharrou.

3.2 ÉVOLUTION TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE

DÉFORMATIONS ANTÉ-AUTUNIENNES

La déformation permienne est marquée par 2 événements magmatiques majeures qui doivent se succéder dans un laps de temps très bref. Il s'agit d'abord de l'intrusion des corps granitiques de Ras el Abiod, Bled el Gourda et Koudiat er Rmel qui affleurent uniquement sur la feuille adjacente de Skhour des Rehamna. Ces intrusions appartiennent peut-être au cortège magmatique du granite de Sebt de Brikiine. Le métamorphisme de contact associé scelle toutes les déformations plicatives hercyniennes précédemment décrites.

Ces intrusions ont été suivies par la mise en place d'un réseau filonien très dense alimentant les coulées volcaniques qui recouvrent une grande partie de la carte. L'érosion des reliefs hercyniens était donc achevée à cette époque.

Les filons et sills ont des directions variables : plutôt N10-40° dans l'Unité des Ouled Hassine et NW-SE dans l'Unité de Lalla Tittaf. Ils se sont mis en place dans des fractures tardi-hercyniennes subverticales pour les filons ou bien, plus fréquemment, dans des plans de foliation ou de schistosité pour les sills. Ces filons et sills se concentrent surtout dans les Unités inférieures métamorphiques et sont plutôt rares dans les Unités supérieures non-métamorphiques. Il semble que les filons recoupent les parties plus profondes du bâti hercynien et, du fait d'une perte d'énergie vers la surface, se terminent en sills dans les parties superficielles.

La paléosurface permienne s'observe fréquemment à la base des dépôts conglomératiques mais aussi à la base des coulées volcaniques. Les coulées reposent donc à la fois sur le socle et sur les conglomérats. Nous interprétons ces relations géométriques en invoquant l'existence d'un paléorelief marqué lors des dépôts permien : les conglomérats auraient comblé des dépressions, les coulées, plus tardives, auraient ensuite recouvert les reliefs environnants ainsi que les conglomérats. Le relief peut parfois s'observer à l'échelle de l'affleurement, par exemple au point X = 289 680 ; Y = 207 490 où un pointement de quartzite vertical, de 3 mètres de haut, est moulé par une coulée volcanique.

DÉFORMATIONS POST-AUTUNIENNES ET ANTÉ-ALPINES

Il s'agit des structures affectant les formations permien et qui sont scellées par la couverture crétacée-tertiaire.

La première déformation que l'on peut citer concerne le basculement des couches conglomératiques permien. Ces dernières, subhorizontales à l'origine, montrent des pendages parfois accentués mais sont dépourvus de tout pli ou autre schistosité.

Réactivation du chevauchement (4)

Certaines couches conglomératiques, orientées E-W à NE-SW sont inclinées de 40 à 70° vers les sud. Le redressement de la stratification pourrait être attribué à une tectonique cisailante vers le SE. Le fait de retrouver ces pendages qui se moulent sur les bordures sud de l'arc du Kharrou et de Dalaat suggère une réactivation du dernier chevauchement hercynien (4). Pour conforter cette hypothèse, on peut citer l'existence :

- de plis d'entraînement tardifs à vergence sud qui affectent le plan de chevauchement (4) (photo 35) ;
- des ondulations ou des plis en genoux qui plissent les barres de quartzite ordoviciennes subhorizontales ;
- des failles inverses peu inclinées, chevauchantes vers le sud ou le SE, qui affectent les barres de quartzites subverticales avec des décalages plurimétriques ;



PHOTO 35 : Pli P5, à vergence sud, affectant le contact entre la Formation d'El Mesrane (Ashgill) et l'Unité des Ouled Hassine (Dalla Zebboui, vue vers le nord, X = 281 410 ; Y = 209 070). Au fond, village de Skoura surmonté par une barre de quartzite (Ashgill) renversée.

- de filons de microdiorite recoupés par le plan de chevauchement du Jebel Kharrou (Cornée, 1982).

La faille des Ouled Ouggad

La faille normale des Ouled Ouggad est une structure verticale, d'ampleur régionale, qui traverse la totalité de la carte du SSW au NNE. Elle abaisse le compartiment sud en juxtaposant les Unités hercyniennes non-métamorphiques et leur couverture permienne avec les micaschistes noirs à grenat et staurotide de l'Unité de Lalla Tittaf (horst des Ouled Ouggad). Systématiquement recouverte de quaternaire, cette faille s'observe en un seul point, dans un oued au NW d'Ouled Ouggad (X = 292 230 ; Y = 1882 50, photo 36). Elle apparaît là sous forme d'une cataclasite de 4 mètres d'épaisseur, qui affecte un filon permien. Cette faille met en contact les micaschistes à staurotide et grenat de Lalla Tittaf avec la formation non métamorphique d'El Mechach (Ashgill). La juxtaposition du faciès métamorphique de haut degré avec le Permien ne doit en aucun cas servir à calculer le rejet de cette faille. Nous savons en effet que la Formation d'El Mechach repose déjà sur les Unités métamorphiques par un plan de détachement hercynien 2. En conséquence le rejet de cette faille des Ouled Ouggad ne devrait pas excéder quelques centaines de mètres. Il n'en reste pas moins que cette faille régionale est majeure et devrait rejoindre au NE, sous le plateau des Phosphates, la faille des Smaala-Oulmès dans le Maroc Central. Cette dernière montre une même configuration géométrique en abaissant les séries viséo-namuriennes du Fourhal qui sont identiques à la Formation d'Hamed el Haj de cette carte.

Une réplique de la faille des Ouled Ouggad, de moindre

importance, existe plus au nord, à Draa el Rhanndour (X = 294 000 ; Y = 202 650). Cette faille est jalonnée par des brèches hydrothermales à ciment carbonaté et ferrugineux. C'est, cette fois, le compartiment nord couvert de laves permienes qui est abaissé, mais avec un rejet probablement faible (plusieurs décamètres ?). Une fois encore, on ne peut que remarquer l'analogie avec le Maroc Central où la faille de Rhilat qui abaisse le bassin westphalien du Sidi Kassem limite la bordure NW du dôme de Mserser-Zguît. Ce dôme serait l'équivalent sur cette carte du "horst des Ouled Ouggad".

Basculement des structures vers l'est

Certains pendages témoignent du basculement en bloc de 20 à 30° vers l'est de l'ensemble des Rehamna. C'est ce que l'on observe depuis la bordure orientale d'Allahia jusqu'à El Mesrane. Peut-être pourrait-on voir dans cette géométrie la manifestation d'un bloc basculé lié à l'ouverture atlantique.

Fracturations tardives

Une fracturation conjuguée N40 à N80° (dextre) et NW-SE (sénestre) découpe les terrains dans l'angle NW de la feuille. Ces failles ne sont ici décelables qu'en raison de la prédominance de barres repères de quartzite. Cette famille de failles indique une contrainte compressive dirigée E-W. Ce serrage E-W est compatible avec des ondulations sub-méridienne, à grand rayon de courbure qui affectent les micaschistes du centre de la carte, ainsi que la couverture permienne.

Ces failles, en particulier celles orientées NW-SE, semblent rejouer plus tardivement en failles normales.



PHOTO 36 : Faille des Ouled Ouggad limitant le sud de l'Unité de Lalla Tittaf (X = 292 230 ; Y = 198 240, vue vers le nord, au fond le Jebel Kharrou). Les micaschistes de Lalla Tittaf (visibles sur cette photo) qui contiennent une paragenèse à staurotide et grenat sont juxtaposés avec la Formation non métamorphique d'El Mesrane (Ashgill).

C'est l'une d'entre elles qui fait effondrer le massif d'Allahia (flanc normal du pli P4) par rapport au Jebel Kharrou (flanc inverse P4 de ce même pli). Dans les quartzites, ces failles se signalent systématiquement par la formation de cataclasites sur des épaisseurs plurimétriques (photo 37). Dans les laves elles ont pu développer une fracturation très dense qui peut passer pour une "schistosité de fracture" (photo 38).

redresse les couches maastrichtiennes dans le ravin de Bout El Mezoud, les mettant pratiquement au contact avec les assises lutétiennes. Cette flexuration correspond à la prolongation vers l'ouest du flanc sud de l'anticlinal de Mzizoua. La structuration comprend également un léger basculement vers le sud des couches de la série phosphatée dont les termes les plus récents vont s'ennoyer sous les dépôts de la plaine de la Bahira, située au sud de la carte au niveau du glacis de revers de la cuesta.

DÉFORMATIONS ALPINES

C'est évidemment dans la couverture crétacée-tertiaire qu'il faut rechercher les traces de la tectonique alpine. Celles-ci demeurent discrètes. Elles se manifestent principalement par la flexure orientée SE-NO qui

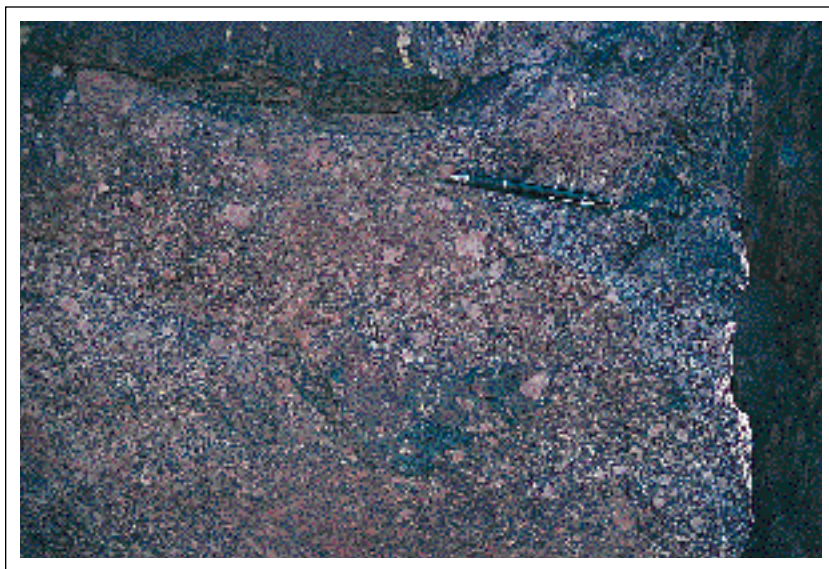


PHOTO 37 : Cataclasite dans les quartzites de la Formation du Jebel Kharrou (X = 288 620 ; Y = 208 380).



PHOTO 38 : Fracturation des laves.

4. SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

ÉVOLUTION ANTÉ-HERCYNIENNE

La complexité structurale de cette portion de la chaîne hercynienne de la Meseta marocaine et les grandes incertitudes qui demeurent quant à la position relative initiale des différentes unités tectoniques, dont les limites correspondent le plus souvent à des contacts tangentiels importants (additifs et/ou soustractifs), ne permettent pas de proposer un schéma d'évolution paléogéographique basé sur la simple position actuelle des séries paléozoïques comme cela a pu être proposé précédemment. Ceci étant, l'analyse structurale et sédimentologique réalisée pour le levé des cartes géologiques au 1/50 000 de Skhour des Rehamna et du Jebel Kharrou, apporte de nouveaux éléments d'interprétation qui doivent participer à une meilleure compréhension de l'architecture tectonique de ce segment de la chaîne hercynienne et de l'évolution tectono-sédimentaire dont elle résulte.

Rappelons brièvement les grands traits de l'organisation structurale des Rehamna. Selon notre interprétation, l'édifice hercynien des Rehamna comprend schématiquement deux grands domaines structuro-sédimentaires transverses sur le découpage classique des Rehamna.

Le premier domaine (A), situé structuralement au-dessus du second (B), comprend les unités supérieures non ou peu métamorphiques à matériel ordovicien à carbonifère des Rehamna orientaux (ROr) et centraux (RC). Il est composé d'un ensemble d'unités tectoniques séparées par des contacts en majorité soustractifs responsables de tronçonnements très importants dans la série sédimentaire paléozoïque. De bas en haut, sont superposées :

- les séries ordoviciennes du Jebel Kharrou (ROr) ou ensemble inférieur ;
- les unités dévoniennes (?) de l'ensemble médian (ROr) et les unités des Skhour (RC) ;
- la série viséo-namurienne de l'ensemble supérieur (ROr).

Le deuxième domaine (B) comprend les unités métamorphiques de Lalla Tittaf et des Ouled Hassine (ROr) et les unités métamorphiques des Rehamna centraux. Même s'ils présentent des caractères sédimentaires et surtout structuraux particuliers, nous verrons que les Rehamna occidentaux sont plutôt à rapprocher initialement du domaine inférieur (B), tout en considérant une juxtaposition ultime tardive avec les unités métamorphiques de ce domaine le long de la "faille médiane".

Du Protérozoïque au Cambrien

Les terrains anté-ordoviciens affleurent uniquement dans les unités inférieures métamorphiques (Domaine B des Rehamna centraux et orientaux) et dans les Rehamna occidentaux. Les données stratigraphiques et sédimentologiques sur ces séries anté-ordoviciennes ne permettent pas de reconstituer l'évolution de ce domaine durant cette période. L'existence d'un socle paléo-protérozoïque (équivalent PI de l'Anti-Atlas) est proposée sur la base d'une datation radiochronologique dans l'unité de Lalla Tittaf (ROr). Ce socle serait surmonté en discordance par une série volcano-sédimentaire du Protérozoïque terminal (méta-volcanites de Sidi Balihil, RC et ROc) pouvant être dès lors considérée comme l'équivalent de l'unité PIII de l'Anti-Atlas. La couverture sédimentaire cambrienne débute par une série schisto-carbonatée ("Schistes à trous") surmontée d'une puissante unité de schistes à rares niveaux gréseux (RC et ROc). À noter les analogies de faciès entre les séries cambriennes des Rehamna centraux et occidentaux, séries que l'on peut également comparer avec leurs équivalentes dans l'Anti-Atlas (Groupe de Tata, Groupe de Taroudant) (Chalot-Prat *et al.*, 2001). En conclusion, les terrains anté-ordoviciens des Rehamna occidentaux et des Unités inférieures des Rehamna centraux et orientaux (= Domaine B) présentent des analogies avec ceux de l'Anti-Atlas.

L'Ordovicien

Les séries ordoviciennes affleurent dans les Unités supérieures non-métamorphiques des Rehamna orientaux (séries du Jebel Kharrou, Domaine A). Au nord-ouest du domaine étudié (feuille de Mechra ben Abbou), des formations ordoviciennes occupent également le cœur du synclinal d'Imfout dans les Rehamna occidentaux (Domaine B).

Durant l'Ordovicien, les unités supérieures appartiennent à un domaine de plate-forme silico-clastique qui enregistre (au moins) quatre grands cycles de variation relative du niveau de la mer marqués par des cycles sédimentaires transgression - régression (fig. 8b).

- Le premier cycle d'âge Arenig (?) à Llanvirn est incomplet dans la série du Jebel Kharrou. Il n'est représenté que par sa phase régressive qui est marquée dans les formations de Sidi Bou Oukfa et de Drioukat par une progradation deltaïque limitée. Cette progradation s'accompagne de la mise en place de dépôts gravitaires qui indique un domaine marin distal relativement profond.

- La rétrogradation du système deltaïque à la base du cycle suivant s'accompagne également de dépôts turbiditiques. Elle précède la grande inondation du Llandeilo qui se traduit par une sédimentation à dominance pélitique avec la Formation de Demja. Cet approfondissement au Llandeilo, déjà reconnu dans les séries du Maroc Central (Baudin *et al.*, 2001), constitue une des originalités de ce domaine mésétien puisque sur la plate-forme stable de l'Anti-Atlas, le Llandeilo correspond à une grande phase régressive (Groupe du 1° Bani, Gasquet *et al.*, 2001). Après cet épisode transgressif majeur intervient une nouvelle progradation des systèmes deltaïques à l'origine de dépôts gréseux régressifs d'abord à composante gravitaire puis sous l'influence de la houle et des tempêtes (Fm. de Jorf-el-Rherab).
- Le troisième cycle débute par une transgression limitée à la base de la Formation de la Koudiat-el-Adam suivi d'une phase régressive majeure qui aboutit au développement d'une sédimentation sableuse littorale. Le maximum de régression rapporté au Caradoc moyen est enregistré par des dépôts de barres littorales au milieu de la Formation du Jebel Kharrou. Il s'agit là des dépôts les moins profonds de l'ensemble de la série ordovicienne.
- Le début du quatrième cycle est marqué au Caradoc supérieur par une rétrogradation des dépôts littoraux reconnue dans la partie supérieure de la Formation du Jebel Kharrou et la base de la Formation d'El Mechach. A noter que la présence d'un cycle T/R d'ordre inférieur pourrait exister dans les séquences rétrogradantes du sommet de la Fm. du Jebel Kharrou. La grande transgression du 4^{ème} cycle rapportée à l'Ashgill inférieur se traduit ensuite par une puissante sédimentation pélitique d'offshore inférieur interrompue par quelques niveaux gréseux à faciès de tempête mis en place lors de phase régressives mineures (Fm. d'El Mechach). La phase régressive de l'Ashgill supérieur (Fm. du Goulibet) est largement influencée par le contexte glaciaire fini-ordovicien qui détermine des conditions hydrodynamiques et un taux de sédimentation exceptionnels sur la plate-forme. Elle contrôle la mise en place de prismes de dépôts sableux parfois micro-conglomératiques sous influence mixte des tempêtes et de la gravité en domaine marin ouvert, probablement relativement profond.

L'ensemble de ces données stratigraphiques et sédimentologiques permet d'établir des corrélations stratigraphiques entre les cycles ordoviciens des Unités supérieures des Rehamna et ceux du Maroc Central 150 km plus au nord :

AGE	UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LES UNITÉS SUPÉRIEURES DES REHAMNA ORIENTAUX	UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LE MAROC CENTRAL (BAUDIN <i>et al.</i> , 2001 ; RAZIN <i>et al.</i> , 2001)
Ashgill supérieur	Formation du Goulibet	Formation d'Ezzhiliga
Ashgill	Formation d'El Mechach	Formation d'Ould Akra
Caradoc supérieur	Formation du Jebel Kharrou	Formation de Sidi Said
Caradoc moyen		Formation du Baddouz
Caradoc inférieur à moyen	Formation de la Koudiat-el-Adam	Formation du Grou
Llandeilo à Caradoc inférieur	Formation de Jorf-el-Rherab	Formation d'Aïn Malou
Llandeilo	Formation de Demja	Formation "OBK"
Llanvirn à Llandeilo inférieur	Formation de Drioukat	Groupe des Schistes en Dalles
Arenig à Llanvirn	Formation de Sidi Bou Oukfa	

Ces corrélations mettent en évidence une composante sud-nord presque permanente dans la polarité des systèmes sédimentaires silico-clastiques ordoviciens de la Meseta. Ce n'est qu'à l'Arenig (?) Llanvirn que le bassin à sédimentation en partie gravitaire dans les Rehamna pourrait être plus profond que dans le Maroc Central. Ensuite, depuis le Llandeilo jusqu'à l'Ashgill, tous les critères sédimentologiques montrent que les environnements de dépôts sur la plate-forme étaient moins profonds dans les Rehamna que dans le Maroc Central. Cette évolution ressort particulièrement bien de la comparaison des prismes de progradation silico-clastiques (formations de Jorf-el-Rherab / Aïn Malou, du Jebel Kharrou / Baddouz + Sidi Said, Goulibet / Ezzhiliga) mais aussi de celle de la série pélique de l'Ashgill (formations d'El Mechach / Ould Akra).

Ces corrélations fournissent un argument majeur pour considérer une certaine continuité structurale entre les Unités supérieures des Rehamna et le Maroc Central. Elles soulignent également la continuité sédimentaires des dépôts ordoviciens à cette échelle et l'évolution relativement lente des faciès et donc des environnements sur ce vaste domaine de plate-forme. Ce constat s'accorde mal avec les interprétations admettant des variations de faciès rapides dans les séries ordoviciennes ou l'absence de déplacement entre deux unités tectoniques (Môle côtier et Rehamna orientaux) dont les séries ordoviciennes présentent des faciès très différents.

C'est une des raisons pour laquelle la série des Skhour (RC, Domaine A) peut être interprétée comme dévonienne, ou bien éventuellement comme ordovicienne mais appartenant alors à une unité tectonique ayant subi un très important déplacement (exotic terranes) par rapport aux unités supérieures des Rehamna orientaux. La première hypothèse est celle retenue ici.

Située à une vingtaine de kilomètres au nord de Skhour dans les Rehamna occidentaux (Domaine B), la série ordovicienne du synclinal d'Imfout semble quant à elle présenter des analogies avec les séries ordoviciennes de l'Anti-Atlas. Cette série débute par une épaisse formation argileuse d'âge arenig (Rais Assa, 1984). Elle est ensuite formée d'une succession de séquences argilo-gréseuses de progradation littorale qui s'inscrivent dans une grande phase régressive. Les termes les plus récents de cette mégaséquence régressive ont été datés du Llandeilo par M. Gigout (1951). L'âge et les faciès de cette formation gréseuse du cœur du synclinal sont comparables à ceux du Groupe du 1^{er} Bani de l'Anti-Atlas (Destombes, 1971 ; Gasquet *et al.*, 2001) et diffèrent totalement du Llandeilo des Unités supérieures des Rehamna orientaux et du Maroc Central qui

enregistrent, au contraire, une transgression majeure (formation de Demja et OBK). A noter toutefois que la validité de cette comparaison se doit nécessairement d'être renforcée ou contredite par de nouvelles études stratigraphiques des formations du synclinal d'Imfout, puisque certaines récoltes dans la partie supérieure de la série n'indiqueraient qu'un âge Arenig moyen (Rais Assa, 1984), ce qui impliquerait alors une corrélation avec les Grès du Zini de l'Anti-Atlas et non ceux du 1^{er} Bani.

Quoi qu'il en soit, les différences hiérarchiques et chronologiques entre les cycles transgression - régression ordoviciens des unités supérieures des Rehamna (et du Maroc Central) et celles de l'Anti-Atlas démontrent un contrôle tectonique de la sédimentation sur cette portion du domaine mésétien et donc son découplage tectonique par rapport à la plate-forme nord-gondwanienne stable de l'Anti-Atlas. Cette différenciation n'est plus aussi clairement exprimée dans les dépôts de l'Ashgill.

Le Silurien

Il ne subsiste que de rares lambeaux de ce niveau de décollement tectonique privilégié soumis à de multiples phases de déformation tangentielle. Il n'a ainsi été observé que très localement dans les Unités supérieures non-métamorphiques des Rehamna orientaux (Domaine A). Le Silurien correspond classiquement à une période de remontée eustatique du niveau marin de grande ampleur interprétée comme une réponse au processus de déglaciation, consécutif à l'épisode glaciaire fini-ordovicien. Cette transgression majeure se traduit ici par une sédimentation argileuse hémipélagique relativement condensée et riche en matière organique. Son intense déformation n'autorise aucune reconstitution stratigraphique ni sédimentologique précise.

Le Dévonien

Le Dévonien n'a pas été formellement daté sur les feuilles de Skhour des Rehamna et du Jebel Kharrou, cependant plusieurs unités cartographiques lui ont été rapportées dans les ensembles métamorphiques (Domaine B) comme dans les ensembles non ou peu métamorphiques (Domaine A). Elles concernent toujours des séries limitées à la base et au sommet par des contacts tectoniques de détachement si bien qu'il reste impossible de reconstituer une évolution tectono-sédimentaire de ces domaines au Dévonien.

Dans les unités métamorphiques (Domaine B) le Dévonien est représenté par la formation méta-conglomératique de Kef-el-Mouneb dans les Rehamna centraux et la série de schiste, quartzite, carbonate et conglomérat des

Ouled-Hassine dans les Rehamna orientaux. Ces méta-sédiments témoignent d'environnements de dépôt marin peu profonds, voire parfois continentaux pour au moins une partie des conglomérats de Kef-el-Mouneb. Le contexte morpho-structural actif dans lequel s'inscrivent ces dépôts coïncide avec la phase acadienne reconnue en Europe et en Amérique du Nord notamment, et dont ces dépôts pourraient être l'enregistrement. A cette époque ces unités (Domaine B) occupaient donc une position marginale du bassin dévonien, position plus comparable à celle des unités du Haut Atlas et de l'Anti-Atlas que de celles du Maroc Central où le Dévonien est essentiellement représenté par des dépôts gravitaires profonds (Baudin *et al.*, 2001 ; Razin *et al.*, 2001).

Dans les unités peu ou non métamorphiques (Domaine A), les formations attribuées au Dévonien (supérieur ?) sont constituées de schistes et de barres de quartzite : la Formation des Skhour (Rehamna centraux) et la Formation de Kef-el-Hamira (Ensemble médian des Rehamna orientaux). Les faciès de la Formation des Skhour montrent que cette unité correspondait à un domaine de plate-forme silico-clastique dominé par les vagues. Il pourrait en être de même pour les Rehamna orientaux même si aucun argument irréfutable ne vient appuyer ici cette hypothèse. Il faut également noter l'existence d'une unité à faciès turbiditique (Fm. d'El-Rhar) dans ce même ensemble médian des Rehamna orientaux qui atteste le développement d'un bassin profond probablement dévono-carbonifère dans l'unité concernée. L'extension limitée, l'état de déformation et les conditions d'affleurement de ces unités ne permettent pas d'aller plus loin dans les interprétations du Dévonien des Rehamna.

Le Carbonifère

Les formations du Viséen supérieur Namurien n'affleurent que dans les Unités supérieures non-métamorphiques des Rehamna orientaux (Domaine A) dont elles forment l'ensemble supérieur, c'est-à-dire l'unité hercynienne la plus superficielle de cette région. Elle repose sur l'ensemble médian dévonien (?) le long d'un contact tectonique tangentiel soustractif si bien que l'on a ici aucun témoin de l'évolution de ce domaine depuis une partie du Dévonien jusqu'au Viséen moyen. Les dépôts du Viséen supérieur enregistrent d'abord une régression (fig. 8c) qui correspond à une phase de comblement de bassin, les faciès argileux relativement profonds étant progressivement surmontés par des faciès littoraux carbonatés puis gréseux (Fm. de Dalaat). Ensuite, une importante phase d'approfondissement du bassin provoque le développement d'une sédimentation gravitaire profonde mixte puis silico-clastique au passage du Namurien (Fm. d'Hamed-el-Hajj). Par comparaison avec les séries carbonifères du Maroc Central, la phase de

comblement viséenne est interprétée comme l'expression de la phase de déformation intra-viséenne (Bouabdelli, 1989) dans un domaine externe du bassin d'avant-pays, et l'approfondissement qui lui succède, comme une nouvelle phase de subsidence de ce bassin flexural hercynien.

En conclusion, la boutonnière hercynienne des Rehamna fait apparaître à l'affleurement la zone d'affrontement de deux grands domaines paléogéographiques : le Domaine A, globalement chevauchant, qui présente des séries paléozoïques comparables à celles du Maroc Central et le Domaine B sous-charrié dont les séries protérozoïques et paléozoïques montrent des analogies avec celles de l'Anti-Atlas. Le Domaine A comprend les unités peu et non métamorphiques des Rehamna centraux et orientaux, le Domaine B rassemble les unités métamorphiques des Rehamna centraux et orientaux plus celle peu métamorphique des Rehamna occidentaux. La structure actuelle résulte schématiquement de quatre phases de déformations majeures qui sont explicitées dans le paragraphe suivant : (1) une subduction continentale du domaine B sous le domaine A à l'origine du métamorphisme, (2) un effondrement gravitaire de la chaîne responsable des multiples failles de détachement et des troncatures affectant les séries des deux domaines, (3) une phase compressive responsable des structures dextro-chevauchantes à vergence WNW reconnues dans l'ensemble des unités, (4) une phase de chevauchement à vergence sud limitée aux Rehamna orientaux.

OROGÉNÈSE HERCYNIENNE

Dans la Meseta méridionale, les Rehamna ont donc connu une histoire hercynienne précoce qui témoigne d'une collision continentale immédiatement suivie d'un désépaississement crustal de la chaîne.

Les Rehamna centraux et orientaux ont d'abord vu l'enfouissement de nappes jusqu'à 20-30 km de profondeur sous des températures de plus de 550° C. De façon encore non définitive, on peut émettre l'hypothèse d'une subduction continentale vers l'est (ESE ?) impliquant l'enfouissement d'une microplaque (môle côtier - Rehamna occidentaux) sous la microplaque nord-marocaine (Rehamna orientaux).

Immédiatement après la formation du prisme d'accrétion crustal (ou peut-être déjà pendant) la pile de nappe a été soumise à un processus continu d'écroulement gravitaire. Ce phénomène s'est traduit en profondeur par une extension ductile extrême qui a fortement contribué à l'exhumation des nappes profondes jusqu'à des niveaux structuraux de plus en plus superficiels. Ce processus s'est finalement terminé par un grand

détachement qui a permis la mise en place des unités de surface (non métamorphiques) sur les unités les plus métamorphiques, oblitérant tous les niveaux intermédiaires. On peut envisager, entre les unités les plus superficielles et les unités les plus profondes, un déficit de charge de l'ordre de 15-20 km.

Dès lors, toutes les Unités des Rehamna (métamorphiques et non-métamorphiques) se sont trouvées comprises dans une tranche superficielle de la croûte qui ne devait guère excéder 5 km de profondeur. C'est à partir de ce moment que les structures les plus visibles vont façonner le paysage structural des Rehamna :

- une "poussée" vers l'ouest va d'abord induire un décrochement dextre sur des failles fortement pentées vers l'ESE générant par là même un plissement kilométrique à vergence WNW (P3). Cette déformation se caractérise par un gradient centripète localisé sur la zone de contact entre les Rehamna orientaux et centraux : c'est la fameuse "zone de cisaillement des Ouled Zedness" ;
- un nouveau cisaillement tangentiel, vers le SSW cette fois, va prendre naissance dans les Rehamna orientaux, structuralement les plus élevés dans la pile. Le gradient de cette déformation (D4) augmente vers le haut où il réactive l'ancien plan de détachement, provoquant le déplacement vers le SSW de l'ensemble des Unités supérieures non-métamorphiques des Rehamna orientaux. Ce glissement basal des Unités supérieures engendre un système de plis et de chevauchements qui, se surimposant sur les anciennes structures explique les formes arquées du Jebel Kharrou et de Dalaat.

Une évolution structurale quasi-identique à celle des Rehamna a été mise en évidence dans le Maroc Central ; les Unités non-métamorphiques des Rehamna orientaux occupant le même niveau structural que l'ensemble des formations du Maroc Central. Dans cette partie du Maroc Central, les premiers dépôts continentaux datent du Westphalien supérieur (Bassin du Sidi Kassem) et les équivalents des chevauchements D4 sont postérieurs à ces dépôts. On sait dorénavant, après cette étude dans les Rehamna, que ces chevauchements (chevauchement du Jebel Kharrou) sont antérieurs aux formations permienues.

MAGMATISME PERMIEN

Les données recueillies sur le territoire des cartes de Skhour des Rehamna et de Jebel Kharrou, lors des études antérieures et au cours du présent travail, permettent d'établir la chronologie relative suivante :

- massifs plutoniques de leucogranite peralumineux de Ras el Abiod, etc. et filons de microleucogranite peralumineux associés ;
- filons et sills de roches subvolcaniques intermédiaires et laves permienues associées ;
- filons de microgranite porphyrique à biotite et dômes de rhyodacite ou rhyolite permienus associés. Lors du lever de la carte, une datation U-Pb, par dissolution sur zircon, sur l'un de ces filons de microgranite donne, pour l'échantillon SRYN37-1, un âge de $285,4 \pm 6,1$ Ma (Guerrot, 2001), ce qui situe la mise en place du magmatisme acide rhyodacitique à l'Autunien (Permien). Cet événement est aussi confirmé par un âge de réouverture du système isotopique des zircons à 284 ± 6 Ma, mesuré dans les métagabbros de la série de Lalla Tittaf.

En tenant compte des datations radiométriques cela permet de conclure que dans les Rehamna un magmatisme polyphasé – acide peralumineux puis intermédiaire puis de nouveau acide – a eu lieu dans un intervalle de temps très court, dans une période allant de la fin du Stéphanien à l'Autunien basal ou se situant entièrement à la base du Permien.

Cependant, les datations radiométriques par la méthode Rb-Sr réalisées antérieurement sur le granite voisin de Sebt de Brikiine, ont donné pour les leucogranites peralumineux et les microleucogranites associés les âges suivants : 268 ± 2 Ma (Mrini, 1985) ; 273 ± 2 Ma (Tisserant, 1977) recalculé à 278 ± 2 Ma (Hoepffner in Michard, 1982) avec la nouvelle valeur de la constante : $^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}/\text{an}$. Si l'on en croit cette datation, le granite de Sebt de Brikiine serait donc postérieur aux épanchements volcaniques des Rehamna.

Par comparaison, les datations réalisées sur le massif de granite peralumineux d'Oulmès et les microgranites et rhyolites associées ainsi que les granites des Zaër, dans le Maroc Central, ont donné les résultats suivants :

Lithologie (granite d'Oulmès)	Age en Ma	Méthode	Auteurs
Granite pris globalement	298 ± 3 Ma	Rb/Sr roches totales	Mrini <i>et al.</i> , 1992
Granite à deux micas	$296,2 \pm 2,9$ Ma 308 ± 8 Ma	U/Pb par SHRIMP sur zircon U/Th/Pb sur monazite	Cocherie, 2000
Leucogranite à deux micas	$261,6 \pm 3,7$ Ma $277,1 \pm 3,9$ Ma	K/Ar sur muscovite	Guerrot, 2000
Microgranite Rhyolite	$306,9 \pm 4,4$ Ma $289,5 \pm 4,1$ Ma		

Lithologie (Granite des Zaër)	Age en Ma	Méthode	Auteurs
Granite pris globalement	298 ± 3 Ma	Rb/Sr roches totales	Giuliani et Sonet, 1982
Granitoïde à biotite	303 ± 13 Ma	Rb/Sr roches totales	Mrini, 1985 ; Mrini <i>et al.</i> , 1992
	291 ± 16/-7 Ma	U:Pb par dissolution sur zircons	Guerrot, 2000
	285,5 ± 4,1 Ma	K/Ar sur biotite	Guerrot, 2000
Granite à 2 micas	279 ± 11 Ma	Rb/Sr roches totales	Diot, 1989
	272,8 ± 3,9 Ma	K/Ar sur muscovite	Guerrot, 2000

Plus généralement, dans la Meseta marocaine, les intrusions de ces granites post-orogéniques s'alignent selon une direction NE-SW, parallèle à la chaîne hercynienne. Les études cinématiques menées sur ces granites indiquent qu'ils s'inscrivent dans une tectonique décrochante dextre orientée NE-SW (Lagarde *et al.*, 1990), dont la faille des Ouled Ouggad peut en être le principal témoin. A l'échelle du Nord-Maroc, ces décrochements pourraient refléter la translation dextre de l'Afrique par rapport à l'Europe occidentale (Lagarde *et al.*, 1990 ; Bard, 1997).

Les relations temporelles entre la mise en place des granites et les dépôts continentaux westphaliens sup. du Maroc Central ou permien des Rehamna n'ont jamais été clairement établies. Le fait qu'aucun galet de granite n'ait été retrouvé dans les conglomérats ne plaide en faveur d'aucune hypothèse : soit les granites sont postérieurs aux dépôts continentaux, soit les granites sont antérieurs à ces dépôts mais encore non-érodés. Les datations sur ces granites laisseraient plutôt penser que les intrusions s'échelonnent entre 305 et 270 Ma. Elles succèderaient donc immédiatement aux dépôts continentaux westphaliens et seraient contemporaines des dépôts autuniens. Dans cette hypothèse, les dépôts continentaux du Permien pourraient être considérés comme des sédiments de remplissage de bassins pull-apart.

Des faisceaux de filons de "microdiorite" analogues à ceux des Rehamna sont également connus dans de nombreuses boutonnières hercyniennes depuis le Bloc ancien du Haut Atlas jusqu'à la Meseta orientale, en passant par les Jbilet et la Meseta occidentale (Huvelin, 1971 ; 1977 ; Youbi, 1998 ; Ferrandini *et al.*, 1991). Dans les Jbilet centrales, une récente étude pétrologique et géochronologique (méthode 40K-40Ar sur roches totales et minéraux isolés) de ces filons a montré que ceux-ci possèdent des caractères minéralogiques et géochimiques qui sont symptomatiques des séries magmatiques calco-alcalines et alcalines ; et qu'ils se sont mis en place à la fin du Permien inférieur - début du

Permien supérieur (amphiboles datées à 255 Ma) (Youbi *et al.*, 2001). Les auteurs concluent que ces magmas à caractéristiques transitionnelles sont générés à partir d'une source mantellique préalablement métagénisée et qu'ils se sont injectés durant la phase de pré-rifting de l'Atlantique central. Ils les apparentent ainsi aux magmas du second cycle éruptif permien connu dans le bassin de Khénifra (Youbi *et al.*, 1995) et dans la province volcanique permienne de l'ouest de la Méditerranée (Youbi, 1998 ; Doblas *et al.*, 1998). Ce magmatisme se distingue nettement : (i) du magmatisme calco-alcalin du premier cycle éruptif d'âge autunien si bien développé dans la Meseta occidentale (Youbi, 1998), et qui scelle les derniers événements hercyniens ; et (ii) des tholéïtes intracontinentales du Trias supérieur - Lias inférieur du Maroc, qui traduisent le rifting de l'Atlantique central (Bertrand 1991, Aït Chayeb *et al.*, 1998).

A l'échelle du Maroc, ces faisceaux de filons peuvent donc être utilisés comme des marqueurs dans la reconstruction paléogéographique de l'Atlantique durant la période permienne.

ÉVOLUTION POST-PERMIENNE À ACTUELLE

L'évolution paléogéographique du Trias à l'Éocène voit les dépôts de formations sédimentaires continentales à marines dans un bassin peu profond, situé à proximité d'un socle ancien émergé, sous forme d'îles ou de vallées envahies épisodiquement par la mer.

Au niveau de la carte, on constate que la sédimentation s'est déplacée dans le temps du nord vers le sud : les formations triasiques sont cantonnées à la moitié nord de la carte ; celles de l'Infra-Cénomaniens, du Cénomaniens et du Turoniens sont retrouvées tant au nord qu'au sud de la carte ; le Maastrichtien transgressif et la série phosphatée ne sont individualisés qu'au sud de la carte, tout comme le Lutétien. Ce constat est également

conforté par le fait que les formations post-lutésiennes sont plus méridionales, échappant à l'emprise de la feuille et qu'on les retrouve dans les forages au droit de la Bahira et du Sed El Mejnoun.

De façon plus détaillée, l'évolution paléogéographique, du Trias à l'Actuel peut être décrite en cinq périodes :

- le cadre paléogéographique au Trias ;
- l'évolution paléogéographique au Crétacé inférieur ;
- de la transgression cénomaniennne au Sénonien ;
- de la transgression maastrichtienne à la régression lutésienne ;
- l'évolution continentale post lutésienne.

Le cadre paléogéographique du Trias

La période du Trias inférieur à moyen est caractérisée depuis le Sahara jusqu'à la Meseta par une émergence généralisée. Au Trias supérieur, la Meseta se retrouve en position de horst où s'installent de petits bassins continentaux, siège d'une activité volcanique. Le haut-fond mésétien séparait alors deux sillons orientés NE-SW : le rift atlasique, installé sur le domaine haut et moyen-atlasique et le rift atlantique qui va évoluer en océan dès le Dogger.

Dans les Rehamna plus précisément, les formations triasiques se sont déposées en bordure des reliefs permien, qui occupaient la majeure partie du territoire de la carte depuis sa bordure sud jusqu'au niveau d'El Gaâda. Il s'agit de formations continentales de plaine d'inondation (pélites) et alluviales (grès, micro-conglomérats). L'absence d'évaporites dans le Trias de la carte indique que ni lagunes ni sebkhas n'étaient individualisées, alors que des évaporites existent dans le Trias continental marocain. C'est à l'Aptien que la Meseta va connaître la première transgression marine.

L'évolution paléogéographique au Crétacé inférieur

Aucune formation n'est attribuée à la longue période qui va du Trias au Crétacé inférieur et ce n'est qu'à partir de ce moment que de nouvelles formations détritiques rutilantes signalent une reprise de l'érosion du socle des Rehamna et de la sédimentation. L'ensemble de ces formations constitue l'Infra-Cénomanienn des auteurs.

La paléogéographie était peu différente de celle du Trias, bien que des dépôts aient été enregistrés sur la bordure sud de la carte, isolant au centre de la carte une zone émergée représentée par le socle mais également par les formations triasiques de part et d'autre du lac de Massira. C'est ainsi que le Crétacé inférieur est discordant sur le socle et sur le Trias.

Les dépôts argilo-gréseux marquent un environnement pénéplané de plaines d'inondation et de chenaux alluviaux ; la présence d'évaporites signale des sebkhas.

Parmi les formations de la base du Crétacé, l'apparition d'une barre calcaire métrique indique une incursion marine franche : ces calcaires, dits de Mechra Ben Abbou, sont datés de l'Aptien. Ces calcaires existent dans la partie nord-est de la carte et ne sont pas retrouvés au pied de la cuesta des Gantour.

Les évaporites n'ont été notées que dans la seconde génération de formations rutilantes, au-dessus de la barre calcaire : le régime de sebkhas s'est donc individualisé après l'ingression marine.

Les évaporites trouvées dans les formations du Crétacé inférieur à la base de la cuesta des Gantour indiquent donc qu'il s'agit de la seconde génération de formations rutilantes et que le bassin sédimentaire ne s'individualise en cet endroit qu'après l'incursion marine aptienne.

De la transgression cénomaniennne au Sénonien

Le Cénomanienn, représenté à sa base par des dépôts marneux évaporitiques passant ensuite à une alternance de marnes et calcaires, correspond à un épisode transgressif rapide et étendu sur une plate-forme arasée, avec subsistance de zones émergées dans le centre de la carte et dans la partie occidentale de la cuesta au sud.

Les calcaires et dolomies turoniens caractérisent une plate-forme confinée, prémisse d'une tendance régressive. Cette tendance régressive est confirmée par les formations sénoniennes, seulement déposées dans la partie sud de la carte, au niveau de la moitié orientale de la cuesta des Gantour.

De la transgression maastrichtienne à la régression lutésienne

La série phosphatée va se déposer pendant ce long épisode au cours duquel les changements paléogéographiques ne vont être réellement significatifs qu'au début (transgression maastrichtienne) et à la fin (régression fini-lutésienne).

Le dépôt des phosphates se fait du Maastrichtien à l'Yprésien dans une mer épicontinentale.

La mer maastrichtienne, dont les dépôts sont localisés au niveau de toute la partie sud de la carte, transgresse plus en avant sur les zones émergées que ne l'avait fait la transgression cénomaniennne. C'est ainsi que le

Maastrichtien est discordant sur le Paléozoïque (moitié occidentale de la cuesta) et concordant sur les formations sénoniennes dans la moitié orientale de la cuesta (la limite étant au niveau de Nzalet El Hararcha).

Au Paléocène la paléogéographie reste la même. Dans le détail, la réduction des épaisseurs de la série phosphatée est patente entre les coupes des tranchées de reconnaissance de Bout el Mezoud (carte Skhour Rehamna au 1/50 000) et de Gaada el Botma.

Le Lutétien voit l'installation d'une plate-forme carbonatée, qui évolue vers un milieu confiné au fur et à mesure de la régression, avec apparition et développement d'apports terrigènes vers le haut de la série. Le détritisme est corrélatif du retrait de la mer et la fermeture du bassin dont il ne subsistera plus à l'époque actuelle que la dépression du Sed El Mejnoun et de la Bahira sur les cartes voisines au sud (Benguerir et Sebt des Brikiine au 1/100 000).

L'évolution continentale post-lutétienne

L'évolution continentale post-lutétienne voit la morphologie aboutir au relief actuel. Cette évolution est réglée par les mouvements tectoniques atlasiques qui soulèvent les Rehamna et structurent la couverture (Anticlinal de Mzizoua à l'est de Jebel Kharrou, flexuration). L'érosion active démantèle les terrains paléozoïques qui laissent place à une vaste plaine individualisée en contrebas de reliefs armés notamment par les formations carbonatées de la couverture.

Les dépôts continentaux post-lutétiens ne sont représentés sur le territoire de la carte que par des formations pliocènes et pléistocènes.

Le cône alluvial "moulouyen" de Maïat, mis en place dans la plaine en contrebas de la cuesta, évoque une paléogéographie de collecteurs torrentiels puissants et de fortes précipitations. Ce pourrait être un pluvial correspondant à l'une des premières glaciations alpines, Biber ou Donaü.

Par la suite, les épisodes climatiques du Quaternaire couplés aux effets tectoniques, ont été responsables d'une alternance de phases d'érosion et de dépôts, qui se traduit en particulier par les superpositions des croûtes calcaires du Salétien et de l'Amirien.

Au Soltanien la déflation domine, avec mise en place de limons dans les plaines.

5. RESSOURCES DU SOUS-SOL

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Gisement de Phosphates méso-cénozoïques

D'après les informations données sur le site Internet <http://www.ocpgroup.ma/fgantour.htm>, la zone de Benguerir constitue la partie nord-centrale du vaste gisement des Gantour (Gantour) qui s'étend sur 125 km d'ouest (Youssoufia) en est et sur 20 km du nord au sud (soit 2500 km²) et dont les réserves en phosphates sont estimées à 31 milliards de m³ au total soit 35 % des réserves connues au Maroc.

L'Office Chérifien des Phosphates (OCP), créé en 1920, a commencé en 1979-80 l'exploitation à ciel ouvert des six couches phosphatées du gisement de Benguerir. Cependant, les deux panneaux exploités jusqu'à présent sont entièrement situés sur le territoire de la carte de Skhour des Rehamna, de sorte que les informations minières concernant ce gisement sont données dans la notice explicative de cette carte.

En 2000, l'OCP a extrait de l'ensemble de ses gisements 21,63 Mt de minerais de phosphates dont 6,75 Mt sur l'exploitation de Benguerir ; a exporté 10,49 Mt et a produit 2,74 Mt d'acide phosphorique et 2,44 Mt d'engrais solide.

Gisements et indices métalliques, encaissés dans les entités hercyniennes

Fe. Chapeaux et autres indices de fer

Le lever de la présente carte a permis de découvrir, au sud de Jebel Kharrou, des indices d'oxydes et d'hydroxydes de fer dont certains au moins pourraient correspondre à des chapeaux de fer développés sur une minéralisation sulfurée se trouvant en profondeur. Deux de ces indices ont fait l'objet d'analyses chimiques multi-élémentaires par la méthode ICP. Les principales anomalies sont les suivantes :

Éch.	JKPC50-1	JKPC50-2	JKTb51
X	292 811		281 950
Y	201 551		205 810
Fe ₂ O _{3t} %	50,5	57,2	52,4
Li ppm	29	34	25
B ppm	34	35	58
Cu ppm	470	142	340
Pb ppm	34	119	11
Zn ppm	455	720	250
As ppm	57	80	21
Ba ppm	1140	425	332

En revanche, les teneurs en or de ces trois échantillons sont très faibles, inférieures au seuil de détection (20 ppb).

L'indice JKTB51 correspond à des imprégnations d'oxydes et hydroxydes de fer dans le plan de chevauchement des Séries du Jebel Kharrou sur l'Unité des Ouled Hassine. Ce chevauchement correspond à la réactivation d'un ancien plan de détachement qui a amené les Unités non-métamorphiques (Jebel Kharrou) sur les Unités métamorphiques (Ouled Hassine).

À 3,5 km plus au SSW, se trouve un filon de direction N160°E, d'une dizaine de décimètres de puissance et de plusieurs mètres de longueur ; ce filon, encaissé dans les schistes de l'Unité des Ouled Hassine, à l'est des collines de quartzite d'El Menaaf, est constitué d'oxydes et d'hydroxydes de fer (oligiste et goëthite) dans une gangue de quartz.

L'indice JKPC50 consiste en un filon de direction E-W et de quelques décimètres de puissance, qui affleure au fond d'un vallon, à l'ouest de la colline de Guelb Lahrach. Ce filon, encaissé dans des schistes de l'Unité de Lalla Tittaf, est constitué d'oxydes et d'hydroxydes de fer dans une gangue de quartz. Plus au NW, en rive droite de l'oued Guettara, affleurent des filons analogues, de même direction E-W mais de quelques centimètres de puissance seulement.

Ba. Barytine

Deux filons de barytine ont été recensés et cartographiés au sein du graben de Nzalet el Hararcha :

Point	X	Y	Localisation	Direction
JKYN86	292620	195550	flanc NE de la colline de Souaïr	NE-SW
JKYN149	288999	188400	Col de Lalla Naga	NW-SE

Ces filons ont une puissance de quelques décimètres et une longueur de plusieurs mètres.

Cu. Cuivre

Au point JKYN96, situé au NNE de Nzalet el Hararcha (X = 288 550 ; Y = 189 780), un puits creusé très récemment permet d'observer un indice de cuivre. La minéralisation, encaissée dans des coulées de lave intermédiaire, apparaît sous forme de masses compactes, fibreuses ou mamelonnées, en rognons avec une structure zonée : des bandes alternativement claires et sombres (malachite ?) remplissent de préférence les fissures et les plans de fluidalité de la roche.

RESSOURCES EN EAUX SOUTERRAINES-HYDROGÉOLOGIE

Le massif des Rehamna est limité au nord par la plaine de la Chaouia, à l'est par le plateau des Phosphates, au sud par la plaine de la Bahira et à l'ouest par les plaines de Doukkala et Abda. L'altitude est modeste (700 m au maximum). Le relief bien que non négligeable, n'est pas assez élevé pour arrêter les nuages chargés de pluies. Le sous-sol essentiellement schisteux qui forme les plaines, est imperméable. Seuls quelques niveaux de quartzites et de rares niveaux de calcaires montrent une certaine perméabilité. Au nord de la feuille Jebel Kharrou coule l'oued Oum-er-Rbia. Au niveau de la feuille Jebel Kharrou se trouve une grande partie de la retenue du barrage Al Massira. Ce fleuve provient des Atlas calcaires et dispose d'un débit pérenne élevé de l'ordre de 30 m³/s en étiage. Plusieurs ouvrages, à vocation hydro-agricole et alimentation en eau des villes, sont bâtis ou en construction en amont comme en aval de la zone d'étude.

Climatologie

La zone est semi-aride à aride et fortement influencée par l'altitude et l'éloignement de la mer.

Pluviométrie

La pluviométrie moyenne est calculée à partir des mesures étalées sur les périodes 1933-1963 et 1941-1970. Les mesures de cinq stations se trouvant dans la zone d'étude ou très proches ont été prises en compte.

Stations		Skhour Rehamna	Mechraa Abbou	Benguérir	Imfout	Sidi Cheho (Al Massira)
Pluviométrie moyenne (mm)	J	34,0	38,0	29,0	38,6	35,5
	F	33,3	40,0	30,0	39,5	40,1
	M	33,3	42,0	32,0	36,3	42,3
	A	20,1	22,0	19,0	31,1	28,1
	M	10,0	13,0	16,0	10,9	12,0
	J	4,3	5,0	5,0	4,1	7,0
	J	1,0	2,0	1,0	1,1	2,0
	A	0,4	1,0	1,0	0,4	1,7
	S	8,0	8,0	9,0	5,5	6,7
	O	28,4	36,0	20,0	22,7	27,4
	N	41,8	42,0	29,0	46,5	51,1
	D	45,7	53,0	39,0	49,2	48,1
Ann.	256,2	302,0	230,0	286,9	302,0	

Pluviométrie moyenne 1933-1970

- la répartition de la pluie au cours de l'année est très inégale ;
- la moyenne des précipitations est de l'ordre de 300

- mm et elle compte en moyenne 40 jours de pluie ;
- 80 % environ des précipitations tombent entre novembre et avril et 33 % durant les mois de novembre et décembre ;
- les mois les plus secs sont juillet et août.

Au cours de l'année 2000/2001, la pluviométrie moyenne mesurée aux stations de Mechraa Eddahk et au barrage Al Massira étaient respectivement de 182 mm et 133 mm alors que la moyenne d'une année normale est respectivement de 270 mm et 182 mm. Il y a donc un déficit enregistré cette année là.

Les apports d'eau au barrage Al Massira durant l'année 2000/2001 ont été de 547 millions de mètres cubes alors que pour une année normale, ils sont de 1202,3 millions de mètres cubes. L'écart est de 54 %, confirmant la faible pluviométrie due à la sécheresse.

Température

Les températures mensuelles moyennes de la zone d'étude se présentent comme suit (en °C) :

Stations Mois	Benguérir	Sidi Cheho (Al Massira)
Janvier	10,3	10,4
Février	12,6	12,1
Mars	13,2	13,5
Avril	16,3	15,8
Mai	21,1	19,7
Juin	22,9	22,2
Juillet	26,4	26,1
Août	26,6	26,2
Septembre	23,6	23,1
Octobre	20,4	19,6
Novembre	14,8	14,2
Décembre	11,4	10,9
Moyenne annuelle	18,3	17,8

Les moyennes des températures maximales de la zone d'étude se présentent comme suit :

Stations Mois	Benguérir	Sidi Cheho (Al Massira)
Janvier	17,3	16,8
Février	19,0	18,5
Mars	21,4	20,9
Avril	23,1	23,1
Mai	28,8	27,5
Juin	30,7	30,1
Juillet	36,1	35,3
Août	35,8	35,1
Septembre	31,7	31,0
Octobre	27,2	26,4
Novembre	20,6	20,2
Décembre	17,0	16,5
Moyenne annuelle	25,7	25,1

Les moyennes des températures minimales de la zone d'étude se présentent comme suit :

Stations Mois	Benguérir	Sidi Cheho (Al Massira)
Janvier	5,0	4,6
Février	6,2	5,6
Mars	8,0	7,1
Avril	9,3	8,7
Mai	13,1	11,7
Juin	15,0	14,3
Juillet	16,9	16,9
Août	17,2	17,2
Septembre	15,9	15,4
Octobre	13,1	12,5
Novembre	9,4	8,4
Décembre	5,8	5,2
Moyenne annuelle	11,2	10,6

La moyenne annuelle de température tourne autour de 18° C, le mois le plus froid est janvier avec une température de 10,3 à 10,4, le mois le plus chaud est août avec une moyenne de 26,4°C. En 1946, une température de 48,7°C a été enregistrée à Settati au nord de la zone d'étude.

La température moyenne des maximales est de 25,4° C et la température moyenne des minimales est 10,9° C. Les températures minimales tombent de temps en temps en dessous de 0° C tous les 3 - 4 ans durant les mois de décembre et janvier.

Humidité de l'air

La ville de Marrakech étant comparable à la zone d'étude d'un point de vue altitude et éloignement de la mer, ses valeurs de l'humidité moyenne annuelle durant la période 1960-1971, ont été prises comme équivalentes à celles des Rehamna.

Heures Mois	6	12	18	Moyenne
Janvier	87	62	59	69
Février	84	59	51	65
Mars	85	56	49	63
Avril	89	57	50	65
Mai	80	46	36	54
Juin	80	47	33	53
Juillet	71	39	26	45
Août	71	41	27	46
Septembre	75	46	34	52
Octobre	76	52	42	57
Novembre	91	59	58	69
Décembre	86	60	59	68
Moyenne annuelle	81	52	44	59

La moyenne annuelle de l'humidité de l'air sur la période 1960-1971 est de 59 %. On remarque que la température et l'humidité relative varient de façon inversement proportionnelle. Les valeurs les plus élevées de l'humidité correspondent aux mois les plus froids, à savoir de novembre à février et les valeurs les plus faibles correspondent aux mois les plus chauds, juillet et août.

Évaporation

Dans le tableau qui suit sont représentées les valeurs de l'évaporation moyenne en mm.

Type Mois	Bac Colorado	Surface libre
Janvier	65,8	51,3
Février	75,2	58,7
Mars	103,4	80,7
Avril	157,4	122,8
Mai	235,0	183,3
Juin	289,0	225,4
Juillet	361,0	282,3
Août	333,7	260,3
Septembre	298,5	232,8
Octobre	206,8	161,3
Novembre	124,6	97,2
Décembre	98,7	77,0
Moyenne annuelle	2350	1833

Les mesures ont été effectuées sur bac Colorado à la station d'Imfout, au NW de la zone d'étude. La valeur d'évaporation sur nappe d'eau libre est obtenue en multipliant par un coefficient de 0,78 les mesures faites sur bac Colorado.

L'évaporation est maximale durant les mois chauds, juillet - août et minimale durant les mois froids, janvier - février.

Vents

Dans les Rehamna, les vents sont en général faibles à modérés et ont deux orientations principales :

- vents d'ouest, apportant les pluies en hiver et secs en été. A partir d'avril, le sirocco, vent desséchant souffle du SW,
- vent d'est et du NE, le chergui, vent brûlant, souffle généralement l'été. L'hiver, souffle un vent froid du NE qui peut provoquer le gel.

Hydrologie

La zone d'étude, presque dans sa globalité fait partie du bassin versant de l'oued Oum-er-Rbia. Ce dernier prend sa source dans le Moyen Atlas, en amont de Khénifra et se jette dans l'océan Atlantique à Azemmour. Son bassin

versant a une superficie de 34 335 km². Au barrage Al Massira, elle est de 28 000 km² et au barrage d'Imfout, elle est de 30 600 km².

La vallée de l'oued Oum-er-Rbia est encaissée avec des rives abruptes dans le massif des Rehamna. L'altitude est comprise entre 500 et 1000 m.

A ce niveau, l'Oum-er-Rbia est moins calme qu'en amont dans la plaine du Tadla. Le profil resserré est favorable à l'installation d'ouvrages : barrages Al Massira, Imfout, Daourate et Sidi Maachou.

Le débit moyen de l'Oum-er-Rbia à Imfout calculé sur la période 1941-1970 est de 99,1 m³/s avec un volume correspondant de 3 128 x 10⁶ m³. Les débits moyens annuels varient entre 33,6 m³/s (1944-45) et 230 m³/s (1962-63).

L'année hydrologique débute en septembre (mais de façon variable d'une année à l'autre). 71 % des apports annuels s'écoulent pendant les mois humides de décembre à mai et 15 % pendant les mois secs de juillet à octobre.

Les débits maxima des crues à Imfout sont estimés à 2 200 m³/s pour la crue décennale, 3 500 m³/s pour la crue centennale et 5 500 m³/s pour la crue millénaire. Les crues ont été importantes au cours de l'année 1996-97, moyennes au cours de l'année 1997-98 (décembre 1997 et février 1998) et faibles en 1998-99.

Les oueds et chaabas existant sur la feuille Jebel Kharrou au 1/50 000, évacuent les eaux de pluie vers l'Oued Oum er Rbia et principalement vers la retenue du barrage Al Massira. Ceux de l'extrême sud vont se perdre dans la plaine de la Bahira.

Barrage Al Massira :

- ce barrage est situé sur l'oued Oum er Rbia, au nord de la feuille Jebel Kharrou 1/50 000 ;

Date construction		1980
Mod. (m ³ /s)		108,0
Cote retenue (m NGM)	PBE	258,0
	RN	285,0
	PHE	287,1
Vol. retenue (Mm ³)	Mort.	506,9
	RN	2724,0
	PHE	3131,1
	Util.	2217,1
Fourn. Princ.		AEPI-GH
Vol. régul. (Mm ³ /an)		1600
Usine	Puiss. (MW)	128
	Chute (m)	65

- il a une capacité de stockage de $2724 \times 106 \text{ m}^3$. A cause de la sécheresse, ce niveau est rarement atteint ;
- au cours de l'année 2000-2001, ce barrage a fourni $809 \times 106 \text{ m}^3$ répartis :
 - $550 \times 106 \text{ m}^3$ pour l'irrigation (GH),
 - $29,8 \times 106 \text{ m}^3$ pour le turbinage exclusif,
 - $230 \times 106 \text{ m}^3$ pour l'alimentation en eau potable et industrielle (AEPI).

Hydrogéologie

Les terrains, mis à part les conglomérats, sont imperméables. Une perméabilité tout à fait médiocre est liée à l'altération et aux fractures ainsi qu'aux filons. Dans les Rehamna, il n'y a pas de nappe continue et étendue. Les écoulements d'eaux souterraines se font à faible profondeur dans les alluvions et dans la frange altérée du substratum. De ce fait, elles subissent de fortes évaporations et se chargent en sels au cours de leur trajet.

Les conglomérats autuniens du SE de la feuille Jebel Kharrou 1/50 000 ont une perméabilité médiocre. L'eau qu'ils contiennent est très salée (2 à 6 g/l).

Les quartzites donnent lieu à de petits suintements. Ils sont peu perméables. Leur perméabilité est fonction de leur fracturation.

Au NE et au sud de la feuille Jebel Kharrou n'affleure qu'une mince frange de la couverture crétacée tertiaire du plateau des phosphates et de la Bahira. Les débits des puits sont faibles (1 à 2 l/s), avec 1,6 g/l de résidu sec.

Dans le substratum schisteux, des puits alimentant la localité de Skhour des Rehamna ont des débits inférieurs à 0,5 l/s avec des résidus secs supérieurs à 1 g/l.

Les nappes sont des nappes de fracture et le débit peut être un peu plus important que précédemment quand la nappe suit des fractures de distension souvent matérialisées par du quartz filonien, 2,17 l/s au puits 245/35

Qualité des eaux

Le massif des Rehamna se trouve à la sortie de la plaine de Tadla où se situent des industries agro-alimentaires et principalement des sucreries, des tanneries, des agglomérations urbaines et une agriculture très active. Tout cela contribue à la pollution de l'Oued Oum er Rbia. Ce dernier reçoit à ce niveau ses principaux affluents.

Les analyses effectuées sur des échantillons prélevés durant les mois de février mars 1999, en aval de l'embouchure de l'oued Tessaout et en amont de la retenue du barrage Al Massira ont donné les résultats suivants :

N° IRE	4865/36
O2 diss. (mg/l)	7.7
DBO5 (mg/l)	6.64
DCO (mg/l)	9.6
NH4+ (mg/l)	0.32
Phosphore tot. (mg/l)	2.19
CF (/100 ml)	420

O2 diss. : oxygène dissout (qualité excellente)

DBO5 : demande biochimique en oxygène pendant 5 jours (qualité moyenne)

DCO : demande chimique en oxygène (qualité excellente)

NH4+ : ion ammonium (qualité bonne)

Phosphore total (qualité mauvaise)

CF : coliformes fécaux (qualité bonne)

A ce niveau c'est le phosphore qui est pénalisant, la DBO5 est moyenne et les autres paramètres sont soit bons soit excellents.

Pour la retenue du barrage Al Massira, l'eau est de bonne qualité :

- température de surface : $9 < t^{\circ} \text{C} < 27^{\circ} \text{C}$
- température du fond : $6 < t^{\circ} \text{C} < 24^{\circ} \text{C}$
- conductivité : de 280 à 2075 $\mu\text{S/cm}$
- O2 dissout : 7 à 10 mg/l
- NH4+ : < 0,5 mg/l

Phosphore total : 0,02 à 0,32 mg/l.

6. RÉFÉRENCES

- AGHZER A.-M. (1994) : Évolution tectonothermale du massif hercynien des Rehamna (zone mésétienne centrale, Maroc) Thèse *Sci. Univ. Complutense*, madrid, 358 p.
- AGHZER A.-M. & ARENAS R. (1995) : Détachement et tectonique extensive dans le massif hercynien des Rehamna (Maroc). *Journ. of African Earth Sci.*, vol. 21, n° 3, pp. 383-393.
- AGHZER A.-M. & ARENAS R. (1998) : Évolution métamorphique des métapélites du Massif hercynien des Rehamna (Maroc) : implications tectonothermales. *Journ. of African Earth Sci.*, vol. 27, n° 1, pp. 87-106.
- AÏT CHAYEB E.-H., YUBI N., EL BOUKHARI A., BOUABDELLI M. & AMRHAR M. (1998) : Le volcanisme permien et mésozoïque inférieur du bassin d'Argana (Haut Atlas occidental, Maroc) : un magmatisme intraplaque associé à l'ouverture de l'Atlantique central. *Journal of African Earth Sci.*, 26, 4, pp. 5-27.
- ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. & RIBEYROLLES M. (1972b) : Les nappes hercyniennes de la Meseta sud-orientales (Maroc Central). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 274, II, pp. 2284-2287.
- ANDRIÈS D. (1989) : Maquette de la carte géologique du Maroc au 1/100 000 "Sebt Brikiine", *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc.
- ANDRIÈS D. (1990) : Levers pour la carte géologique du Maroc au 1/100 000 "Ben Guerir", inédits.
- BAEBER H., GENDROT C. & NÉGRONI P. (1965) : Stratigraphie du Silurien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région du bord sud de la Meseta marocaine *Bur. Rech. Part. Min.*, Rabat.
- BARTHOUX J. (1924) : Les massifs des Djebilet et des Rehamna (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 179, pp. 504-506.
- BAUDIN T., CHÈVREMONT P., RAZIN P., THIÉBLEMONT D., RACHDI H., ROGER J., BENHAOURCH R. & WINCKEL A. (2001) : Carte géologique du Maroc au 1/50000 : Feuille d'Oulmès. *Notes et Mém. Serv. Géol.* Maroc, n° 410bis, 77 p.
- BENZAQUEN M., BOUJO A. & VAN DEN BOSCH J. (1964) : Étude structurale du bassin de la Bahira - Tadla (partie occidentale), rapport interne du bureau d'études des bassins sédimentaires, *Service de la Carte Géologique, Direction des Mines et de la Géologie*, 14 p., 7 pl. H.t.
- BERNARDIN C., CORNÉE J.-J., CORSINI M., MAYOL S., MÜLLER J. & TAYEBI M. (1988) : Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale : signification géodynamique des données de surface et de subsurface. *Canad. J. Earth Sci.*, pp. 2104-2117.
- BERTRAND H. (1991) : The mesozoic province of Northwest Africa: a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic. In KAMPUNZU A.-B. & LUBALA R. T.: *Magmatism in extensional structural setting*. Springer-Verlag, pp. 147-188. Berlin-Heidelberg.
- BILLAL E. (1985) : Étude des leucogranites du massif paléozoïque des Rehamna (Meseta marocaine). Granite de Ras-El-Abiad et granite de Bir-El-Gourda. Mémoire de DEA de Pétrologie-Minéralogie, UPMC paris VI, 90 p.
- BOULADON J. (1952) : Notes de terrain sur les Ouled Hassine. Rapport SEGM inédit, Rabat, 3 p.
- BRGM (1996) : Rapport "Tadla", N2389.
- ARAMBOURG C. & SIGNEUX J. (1952) : Les vertébrés fossiles des gisements de phosphates (Maroc, Algérie, Tunisie), *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, 92, 372 p.
- Carte géologique du Maroc au 1/100 000 "El Borouj" (1964), *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, 168.
- Carte géologique du Maroc au 1/100 000 "Oued Zem" (1972), *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, 218.
- Carte géologique du plateau des phosphates et de la zone synclinale du Tadla (feuilles Ben Ahmed et El Borouj) au 1/200 000 (1959), *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, 137.
- CHAURIS L. & HUVELIN P. (1964) : Présence de béryl dans les Rehamna (Maroc). *C.R. Somm. Soc. Géol.*, Fr., 8, pp. 325-326.
- CHOUBERT G. (1948) : Rapport sur la géologie de la plaine de la Bahira (El Kelaa des Srahna), 22 p., *Serv. Géol.* Maroc, inédit.
- COCHERIE A. (2000) : Datations effectuées dans le cadre du projet Maroc. Compte-rendu technique BRGM, AC/02.00, 8 p. + annexes.
- COCHERIE A. (2001) : Datations effectuées dans le cadre du projet Maroc. Compte-rendu technique BRGM, AC/81.11.01, 7 p. + annexes.
- CORNÉE J.-J. (1979) : Étude photogéologique et bibliographique des Rehamna septentrionales (Maroc). Mémoire de DEA, *Univ. Saint-Jérôme*, Marseille, 15 p., 2 cartes au 1/43 000.
- CORNÉE J.-J. (1980a) : Déformations superposées dans le sud des Rehamna (Maroc hercynien). Étude de la nouvelle tranchée de chemin de fer des phosphates de Benguerir. 8^{ème} R.A.S.T., Marseille, Fr. 21-23 fév. 1980, p. 106.
- CORNÉE J.-J. (1980b) : Déformations superposées dans le sud du massif hercynien des Rehamna dans la région de Benguerir (Maroc). Tectonique tangentielle tardihercynienne. *Trav. Lab. Sci. Terre Saint-Jérôme*, Marseille, Série X, 37, 21 p.

- CORNÉE J.-J. (1982) : Étude lithostratigraphique et tectono-métamorphique des Rehamna sud-orientales. Plissement et nappes. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Saint-Jérôme, Marseille, 174 p.
- CORNÉE J.-J. (1982) : Étude lithostratigraphique et tectono-métamorphique des Rehamna sud-orientales. Plissements et nappes. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Saint-Jérôme, Marseille. Travaux des laboratoires des sciences de la terre. Série b, n° 20.
- CORNÉE J.-J. & MÜLLER J. (1981) : Évolution tectonique des roches métamorphiques de la partie orientales du massif hercynien des Rehamna (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 293, II, pp. 453-455.
- CORNÉE J.-J., MÜLLER J. & SOUGY J. (1982) : Style et âge de mise en place des nappes hercyniennes dans le massif des Rehamna orientales (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, II, pp. 1107-1110.
- CORNÉE J.-J., MÜLLER J. & SOUGY J. (1982) : Styles et âges des nappes hercyniennes dans le massif des Rehamna orientales (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 293, II, pp. 453-455.
- CORSINI M. (1988) : Relation entre la marge du bassin cambrien et la cinématique hercynienne de la Meseta occidentale du Maroc. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Saint-Jérôme, Marseille. 152 p.
- CORSINI M., CORNÉE J.-J., MÜLLER J. & VAUCHEZ A. (1988) : Cisaillement ductile synmétamorphe et déplacement tangentiel vers le SW dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 306, II, pp. 1389-1394.
- CORSINI M., MÜLLER J., CORNÉE J.-J. & DIOT H. (1988) : Découverte de la série basale du Cambrien et de son substratum dans les Rehamna centraux, haut fond du Cambrien (Meseta marocaine). Premices de l'orogénèse hercynienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 306, II, pp. 63-68.
- DAMOTTE R., EL WARTITI M., FREYTET P., KHOUNCH H., LETHIERS F. & TOUTIN-MORIN N. (1992) : Premières données sédimentologiques et micropaléontologiques (Ostracodes) sur le bassin permien de Mechra-Ben-Abbou (Rehamna, Maroc). Les 7^{èmes} Journées Thématiques de l'AGP : le Permien ouest-méditerranéen. Résumé, p. 6, Paris.
- DELEPINE G. & YOVANOVITCH B. (1938) : Sur la présence de grès du Famennien et de calcaires coralligènes du Dévonien moyen à Mechra-Ben-Abbou (Maroc occidental). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 206, pp. 119-121.
- DESTOMBES J. (1971) : L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. Coll. Ordovicien-Silurien, Brest, *Mém. BRGM*.
- DESTOMBES J., GUEZOU J.-C., HOEPFFNER C., JENNEY P., MICHARD A. & PIQUÉ A. (1982) : Le primaire du massif des Rehamna s. st. Problèmes de stratigraphie de séries métamorphiques. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, 303, pp. 35-70.
- DIOT H. (1989) : Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine. Étude structurale des massifs de Sebti de Brikine (Rehamna), de Zaër et d'Oulmès (Massif Central) et d'Aouli-Boumia (Haute Moulouya). Implications géodynamiques. Thèse *Sci. Univ.*, Toulouse, 187 p.
- DOBLAS M., OYARZUN R., LOPEZ-RUIZ J., CEBRIA J.-M., YOUNI N., MAHECHA V., LAGO M., POCOVÍ M. & CABANIS B. (1998) : Permo/carboniferous volcanism in Europe and north-western Africa: a superplume exhaust valve in the center of Pangea. In: Aspects of tensional magmatism, Magmatism in Africa (Edited by KINNAIRD, J.). *Journal of African Earth Sciences*, 26, 1, pp. 89-99. St Andrews.
- ECHARFOUI H., HAFID M. & AÏT SALEM A. (2002) : Structure sismique du socle paléozoïque du bassin des Doukkala, Môle côtier, Maroc occidental. Indication en faveur de l'existence d'une phase éo-varisque. *C.R. Geoscience*, 334, pp. 13-20.
- EL HASSANI A. & BENFRIKA E.-M. (1995) : Biostratigraphy and correlations of the Devonian of the Moroccan Meseta : a synopsis. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 19, pp. 29-43.
- EL KAMEL F. (1987) : Géologie du Paléozoïque des Rehamna nord-orientaux, Maroc. Évolution sédimentaire et structuration hercynienne d'un bassin dévono-carbonifère. Sédimentation et formation des molasses post-tectoniques. Thèse 3^{ème} cycle, Trav. Lab. Saint-Jérôme, Marseille. Série b, n° 28.
- EL KAMEL F. & EL HASSANI A. (1995) : Structure en fleur liée au jeu coulissant d'accidents transverses dans les Rehamna orientaux : nouveau modèle d'évolution hercynienne. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 11, pp. 17-18.
- EL KAMEL F. & MÜLLER J. (1987) : Sédimentation et tectonique dans le bassin molassique permo-carbonifère de Mechraâ-Ben-Abbou (Rehamna), *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 11, pp. 68-69.
- EL KAMEL F., HASSANI A., MOSCHINE A. & REMMAL T. (1999) : Rôle de la tectonique distensive dans l'édification des récifs : exemple de la plate-forme carbonatée de l'Emsien supérieur - Givétien des Rehamna septentrionaux (Meseta occidentale, Maroc). Les cahiers de recherche, vol. 1, *Univ. Hassan II*, Casa, Maroc, pp. 61-75.
- EL WARTITI M. (1990) : Le Permien du Maroc mesetien : Étude géologique et implications paléogéographiques. Thèse d'État, *Univ. Mohammed V*, Rabat, 458 p.
- EMAMI M.-H. & MICHEL R. (1982) : Les volcans Doméens du Néogène de la région de Qom (Iran Central). Essai de

- classification de l'activité volcanique dôméenne. *Bull. Volcanologique*, 45, 4, pp. 317-332. Naples.
- FANNANE A. (1997) : L'organisation processionnaire des dépôts de versant dans les Gantour occidentaux (Meseta occidentale marocaine), *Rev. Géol. Marocaine*, nouvelle série, vol. XVI, 1 et 2, p. 149-182.
- FELLENC : Synthèse sur amas sulfurés du Viséen.
- FERRANDINI J., AMRHAR M., BONHOMME M. & CORNÉE J.-J. (1991) : Premières données sur un magmatisme et des altérations hydrothermales au Jurassique moyen et supérieur dans le Haut Atlas occidental du Maroc (analyses K/Ar). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 312, II, p. 1351-1357.
- GASQUET D., STUSSI J.-M. & NACHIT H. (1996) : Les granitoïdes hercyniens du Maroc dans le cadre de l'évolution géodynamique régionale. *Bull. Soc. Géol.*, France, 167, 4, pp. 517-528.
- GAUDEFROY J., DIETRICH E., ORLIAC M. & PERMINGEAT F. : Graphite et montebrasite. Nouvel indice de lithium dans les Rehamna (Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol.* Maroc, Rabat, tome 32, n° 241.
- GIGOUT M. (1951) : Études géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Trav. Inst. Sci. Chérif., Sér. géol. Géogr. Phys.*, 3, et *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, 86, 507 p. 40 pl.
- GIGOUT M. (1952) : La terminaison orientale du massif ancien des Rehamna. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc. N° 95, pp. 33-43.
- GIGOUT M. (1954) : Carte géologique de la Meseta entre Bechra-Ben-Abbou et Safi (Abda, Doukkala et massif des Rehamna). *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc. N° 84
- GIGOUT M. (1955 a) : Recherches géologiques à Mechra-Ben-Abbou. *Trav. Inst. Sci. Chérifain*, Rabat, *Sér. Géol. Géogr. Phys.*, 3, 67 p.
- GIGOUT M. (1955 b) : Les conglomérats métamorphiques des Rehamna et roches associées. *Trav. Inst. Sci. Chérifain*, Rabat, *Sér. Géol. Géogr. Phys.*, 4, 149 p.
- GIGOUT M. (1955) : Recherches géologiques à Mechra-Ben-Abbou. *Trav. Inst. Sci. Chérifain*, Rabat. *Sér. Géol. Géogr. Phys.*, 3, 67 p.
- GIGOUT M. (1956) : Les conglomérats métamorphiques des Rehamna et roches associées. *Trav. Inst. Sci. Chérifain*, Rabat, *Sér. Géol. Géogr. Phys.*, 4, 149 p.
- GIGOUT M. (1956) : Sur les déformations plastiques, dans les conditions du métamorphisme régional, des conglomérats du nord des Rehamna (Maroc Occidental). *C.R. Acad. Sci.*, t. 242, 3, pp. 390-392.
- GIGOUT M. (1965) : Notice explicative de la carte de la Meseta entre Mechra-Ben-Abbou et Safi (Doukkala et Massif des Rehamna). Minerais et substance utiles, par DESTOMBES J., hydrogéologie par FERRÉ M. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, Rabat, n° 84 bis, 48 p.
- GIGOUT M. (1982) : La terminaison orientale du massif ancien des Rehamna. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, Rabat, tome VII, n° 86, 507 p.
- GIGOUT M., DESTOMBES J. & FERRÉ M. (1965) : Carte géologique de la Meseta entre Bechra-Ben-Abbou et Safi (Doukkala et massif des Rehamna). *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, Rabat, n° 84 bis, p. 3-32.
- GUERROT C. (2000) : Résultats d'analyses par la méthode K/Ar. Datation de quatorze échantillons du Maroc. Rapport technique BRGM, n° ANA/ISO 00/32, 3 p.
- GUERROT C. (2001) : Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour l'échantillon SRYN37-1, Maroc. Rapport technique BRGM, n° ANA H4028A, 4 p.
- GUEZOU J.-C. & MICHARD A. (1976) : Note sur la structure du Môle côtier mésetien dans l'ouest des Rehamna (Maroc hercynien). *Sci. Géol.*, Strasbourg, Fr., t. 29, 3, pp. 171-182.
- HOEPFFNER C. (1972) : Nouvelles observations sur la stratigraphie du Paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275, d, pp. 1737-1740.
- HOEPFFNER C. (1974) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'est du massif. Thèse 3^{ème} cycle, *Univ. Louis Pasteur*, Strasbourg, 100 p.
- HOEPFFNER C. (1982) : Le magmatisme pré et post-orogénique hercynien dans le Paléozoïque des Rehamna. In MICHARD A. *et al.*, (1982). Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc). Stratigraphie, tectonique et pétrogénèse d'un segment de la chaîne varisque. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc., 303, pp. 150-163.
- HOEPFFNER C., JEANNETTE D., JENNY P., MICHARD A. & PIQUÉ A. (1974) : Cristallogénèse mésozonale, cisaillements intrafoliaires et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). 2^{ème} R.A.S. Terre, Pont à Mousson, Fr., 22-26 avril.
- HOEPFFNER C., JEANNETTE D., JENNY P., MICHARD A. & PIQUÉ A. (1975) : Relations entre une tectonique de décrochement et un métamorphisme à disthène dans le massif hercynien des Rehamna (Maroc). *Bull. Soc. Géol.*, Fr., 17, pp. 421-429.
- HOEPFFNER C., JENNY P. & PIQUÉ A. (1975) : La tectogenèse hercynienne dans le massif des Rehamna (Maroc). Ecaillages et coulissements synmétamorphes en bordure du Môle côtier mésetien. *Sci. Géol.*, Strasbourg, Fr., t. 28, 3, pp. 179-203.

- HOEFFNER C., JENNY P., MICHARD A. & PIQUÉ A. (1972) : État des problèmes stratigraphiques dans les zones métamorphiques des Rehamna *Serv. Carte Géol.*, Maroc.
- HOEFFNER C., JENNY P., MICHARD A. & PIQUÉ A. (1972) : Nouvelles observations sur la stratigraphie dans le Paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275, II, pp. 1737-1740.
- HOLLARD H. (1978) : L'évolution hercynienne au Maroc. DENTSCHEN Z., *Geologischen Gesellschaft*, 129, pp. 495-512.
- HOLLARD H., MICHARD A., JENNY P., HOEFFNER C. & WILLEFERT S. (1982) : Stratigraphie du Primaire de Mechraa-Ben-Abbou, Rehamna. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, n° 303, pp. 13-34.
- HOLLARD H., MICHARD A. & PIQUÉ A. (1976) : L'orogénèse acadienne dans les hercynides marocaines. 4^{ème} R.A.S. Terre.
- HUVELIN J.-P. (1971) : Faisceau de filons de microdiorite et tectogénèse hercynienne dans les Jbilet (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, t. 272, série II, p. 28-31. Paris.
- HUVELIN J.-P. (1977) : Étude géologique et gîtologique du Massif hercynien des Jbilet. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, 232 bis, 308 p.
- JENNY P. (1974) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le centre du massif. Thèse 3^{ème} cycle, *Univ. Louis Pasteur*, Strasbourg, 120 p.
- KHARBOUCH F. (1994) : Les laves dévono-dinantiennes de la Meseta marocaine : étude pétrochimique et implication géodynamique. *Thèse d'État Sci. de l'Univ. de Bretagne occidentale*, Brest, Fr., 366 p.
- KHOUNCH H. (1988) : Le bassin permien de Mechraa-Ben-Abbou (Rehamna). Sédimentologie, dynamique d'ouverture et de comblement. Thèse de 3^{ème} cycle, 205 p. *Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia*, Marrakech, Maroc.
- LA ROCHE H. (DE), STUSSI J.-M. & CHAURIS L. 1980 : Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyé sur une banque de données. *Sci. Terre*, Nancy, XXIV, 1, pp. 5-121.
- LAGARDE J.-L. (1989) : Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation crustale. L'exemple de la Meseta marocaine. Thèse d'état *Sci. Univ.*, Rennes. Fr., 371 p.
- LAGARDE J.-L. & MICHARD A. (1986) : Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust wrench shear zone, Rehamna massif, Morocco. *Journ. Struct. Geol.*, 8, n°3/4, pp. 483-492.
- LÉCORCHÉ J.-P. (1985)
- LEHMANN W. (1981) : Rapport géologique, bilan de minerais et premiers résultats concernant la technique de traitement. Gisement de wolfram (scheelite et wolframite). Sidi Bou Azzouz - Rehamna. Rapport inédit de la société Kloeckner & Co., Rabat, 54 p.
- LUCAS J. (1957) : La mine des Ouled Hassine (Rehamna). Rapport SEGM n° 563, Rabat, 7 p.
- M'HAMDI O. (1968) : Découverte de béryllium dans les Rehamna. Rapport SEGM n° 869, Rabat, 10 p.
- MARHOUMI M.-R. (1984) : Études palynologiques des séries dinantiennes de la Meseta marocaine : conséquences stratigraphiques et structurales. Thèse 3^{ème} cycle en géologie de l'Université de Strasbourg.
- MATTE P. (2001) : The variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate : a review. *Terra Nova*, 13, pp. 122-128.
- MAYOL S. (1987) : Géologie de la partie occidentale de la boutonnière paléozoïque des Jbilet, Maroc. Un exemple d'évolution structurale hercynienne de bassins intracontinentaux cambriens et carbonifères. Thèse d'Université d'Aix-Marseille, *Trav. Lab. Sci. Terre*, Saint-Jérôme, Marseille, b, n° 27, 241 p.
- MICHARD A. (1967) : Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le cambro-ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). *C.R. Somm. Séances Soc. Géol.*, Fr., 8, pp. 347-348.
- MICHARD A. (1968a) : Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien), une échine tarditectonique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Série D, t. 266, pp. 1813-1816.
- MICHARD A. (1968b) : Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Série D, t. 266, pp. 1639-1642.
- MICHARD A. (1969) : Fractures profondes et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. Somm. Séances Soc. Géol.*, Fr., 3, pp. 89-90.
- MICHARD A. (1969) : Fractures profondes et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. Somm. Séances Soc. Géol.*, Fr., pp. 347-348.
- MICHARD A. (1976) : Éléments de géologie marocaine, *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, 252, 428 p.
- MICHARD A. (1978) : Brève description du segment calédonon-hercynien du Maroc. *Geol. Surv. Can.*, paper 78-13, pp. 213-230.
- MICHARD A. (1981) : Le massif hercynien des Rehamna (Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, Rabat.

- MICHARD A. *et al.*, (1970) : Carte géologique provisoire des Rehamna au 1/200 000. *Serv. Carte Géol.*, Maroc.
- MICHARD A. & PIQUÉ A. (1979) : Interprétation géodynamique des Hercynides marocaines en relation avec les mouvements des plaques nord - atlantiques au Primaire. 10^{ème} Coll. Géol. Africaine, Montpellier, pp. 119-120.
- MICHARD A. & PIQUÉ A. (1980) : The variscan belt in Morocco. Structure and development model. *In* : The caledonides in USA, *Dep. Geol. Sci.*, Virginia Pol. Inst. St. Univ. Blacksburg. (Wones Ed.) Memoir 2, pp. 317-322.
- MICHARD A. & SOUGY J. (1974) : L'orogénèse hercynienne à la lizière NW de l'Afrique. Structure des chaînes primaires du Maroc au Sénégal. *In* : La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. Int. C.N.R.S., 243, Rennes, Fr., éd. C.N.R.S., Paris, pp. 605-640.
- MICHARD A., CAILLEUX Y. & HOEPFFNER C. (1983) : La structure de la Meseta marocaine, une revue. *In* : Le Maroc et l'orogénie paléozoïque : The Calédonides Orogen. Rabat Symposium.
- MICHARD A., CAILLEUX Y. & HOEPFFNER C. (1989) : L'orogène mesetien du Maroc : Structure, déformations hercyniennes et déplacements. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, Rabat, 335, pp. 313-327.
- MICHARD A., coordinateur (1982) : Le massif Paléozoïque des Rehamna (Maroc). Stratigraphie, tectonique et pétrogenèse d'un segment de la chaîne varisque. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, N° 303, 180 p., 1 carte hors texte.
- MICHARD A., coordinateur (1986, inédit) : Carte géologique de Bengrir au 1/100 000.
- MICHARD A., HOEPFFNER C. & JENNY P. (1982) : La tectonique du primaire de Mechra-Ben-Abbou, Rehamna une transversale dans l'étage structural supérieur du massif. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, Rabat, 303, pp. 71-85.
- MICHARD A., HOEPFFNER C. & JENNY P. (1978) : Le couloir de cisaillement calédono-hercynien de la Meseta occidentale sur la transversale de Mechra-Ben-Abbou (Rehamna, Maroc). *Bull. Soc. Géol.*, Fr., 7, XX, 6, pp. 889-894.
- MICHARD A., HOLLARD H., JENNY P. & HOEPFFNER C. (1982) : Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc). Stratigraphie, tectonique et pétrogenèse d'un segment de la chaîne varisque. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, Rabat, 303, 180 p.
- MRINI Z. (1985) : Âge et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc. Thèse d'Université de Clermont-Ferrand II, Fr., 156 p.
- MRINI Z. (1993) : Chronologie (Rb-Sr U-Pb) traçage isotopique (Sr-Nd-Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. Thèse d'État, *Sci., Univ. Cadi Ayyad*, Marrakech, Ma., 233 p.
- MRINI Z., RAFI A., DUTHOU J.-L. & VIDAL P. (1992) : Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc : conséquences. *Bull. Soc. Géol.*, France, 163, 3, pp. 3-291.
- MÜLLER J., CORNÉE J.-J. & EL KAMEL F. (1990) : Évolution tectono-sédimentaire d'un bassin molassique post-orogénique : l'exemple des séries conglomératiques stéphano-triasiques de Mechra-Ben-Abbou, Rehamna, Maroc. *Géol. Méditerranéenne*, 17, n° 1-2 pp. 109-122.
- NELTER L. (1932) : Carte géologique provisoire de Mechra-Ben-Abbou au 1/20000. *Arch. Sci. Géol.*, Maroc.
- PIQUÉ A. (1972) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'ouest du massif. Thèse 3^{ème} cycle, Strasbourg, 101 p.
- PIQUÉ A. (1973) : La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). I : passage de la fracturation au flux plastique. *Sci. Géol.*, Strasbourg, Fr., 26, 2-3, pp. 219-244.
- PIQUÉ A. (1975) : La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). II : passage du plissement au cisaillement. *Sci. Géol.*, Strasbourg, Fr., 28, 3, pp. 205-213.
- PIQUÉ A. (1979) : Évolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : La Meseta marocaine nord-occidentale. Thèse d'état, Strasbourg, 253 p.
- PIQUÉ A. (1994) : Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale. Éditions Presses Universitaires Maghrébines, Marrakech, 35 p.
- PIQUÉ A. & MICHARD A. (1981) : Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. Géol. Bull.*, 34, 2, pp. 18-330.
- PIQUÉ A. & MICHARD A. (1989) : Moroccan hercynides : a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West-Africa. *Am. J. Sci.*, 289, pp. 18-330.
- PIQUÉ A., CHALOUAN A., HOEPFFNER C., JEANNETTE D. & MICHARD A. (1980) : The Western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the hercynian belt in Morocco. *J. Struct. Geol.*, vol. 2, 1-2, pp. 55-61.
- PIQUÉ A., CORNÉE J.-J., MÜLLER J. & ROUSSEL J. (1990) : The Moroccan Hercynides. *In* : The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives. DALLMEYER R.-D. & LÉCORCHÉ J.-P. (Editors), pp. 229-263. Springer-Verlag, Berlin.
- RAÏSS ASSA R. (1982) : Lithostratigraphie et tectonique des terrains autochtones et allochtones dans les Rehamna

- septentrionales (Maroc hercynien). *Trav. Lab. Sci. Terre*, Saint-Jérôme, Marseille, Série X, 49, 35 p.
- RAÏSS ASSA R. (1984) : Étude géologique de la partie occidentale du massif hercynien des Rehamna septentrionales (Meseta marocaine). Lithostratigraphie, plissement et métamorphisme, chevauchements et nappes. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Marseille, Saint-Jérôme, 200 p.
- RAÏSS ASSA R., CORNÉE J.-J., MÜLLER J. & SOUGY J. (1983) : Les unités allochtones du massif des Rehamna, Maroc hercynien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 296, II, pp. 783-786.
- RICHERT J.-P. & PERRIN G. (1972) : Reconnaissance structurale de la bordure orientale du permis des Doukkala. Rapport S.N.P.A., Pau, France. 11 p.
- SAVRY M. (1925) : Rapport de l'ingénieur d'arrondissement sur la mine de Reham Bel Larbi. Rapport inédit, 6 p.
- SNOEP J.-P. (1967) : Note sur une première reconnaissance des anomalies magnétiques des Rehamnas et sur le microdosage pour Pb, Zn et Cu de ses indices de fer. Rapport BRPM, Rabat, 6 p. + 2 tabl.
- SOUGY J., MÜLLER J. & POUTCHKOVSKY A. (1978) : Tectonique de nappes dans la Meseta marocaine hercynienne, Jebilet-Rehamna. 6^{ème} R.A.S. Terre, Orsay, Fr., 25-27 avril, p. 371.
- STRECKEISEN J.-L. (1973) : Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, octobre 1973, p. 26-60, 6 fig.
- TERMIER H. (1928) : Sur la géologie de Mechra-Ben-Abbou (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Maroc, n° 3, 25 p.
- TISSERANT D. (1977) : Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Étude de quelques massifs atlasiques et mesetiens. Thèse de 3^{ème} cycle, 103 p. Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- WILLIAMMS H. & MC BIRNEY A. (1979) : *Volcanology*. 397 p. Freeman and Cooper Ed. San Fransisco.
- YOUBI N. (1998) : Le volcanisme "post-collisionnel" : un magmatisme intraplaque relié à des panaches mantelliques. Étude volcanologique et géochimique. Exemples d'application dans le Néoprotérozoïque terminal du de l'Anti-Atlas et le Permien du Maroc. Thèse de Doctorat d'État ès Sciences, *Université. Cadi Ayyad*, Faculté des Sciences-Semlalia, Marrakech. 660 p.
- YOUBI N. (1998) : Le volcanisme "post-collisionnel" : un magmatisme intraplaque relié à des panaches mantelliques. Étude volcanologique et géochimique. Exemples d'application dans le Néoprotérozoïque terminal de l'Anti-Atlas et le Permien du Maroc. Thèse de Doctorat d'État a exporté 10,49 Mt et a produit 2,74 Mt d'acide phosphorique et 2,44 Mt d'engrais solide ès Sciences, *Université. Cadi Ayyad*, Faculté des Sciences-Semlalia, Marrakech. 660 p.
- YOUBI N., BELLON H., MARZIN A., PIQUÉ A. & CABANIS B. (2001) : Du cycle orogénique hercynien au pré-rifting de l'Atlantique central au Maroc occidental : les microdiorites des Jbilet sont-elles des marqueurs de ce passage ? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, *Sciences de la Terre et des Planètes*, 333, 5, pp. 295-302.
- YOUBI N., BELLON H., MARZIN A., PIQUÉ A., COTTEN J. & CABANIS B. (2001) : Du cycle orogénique hercynien au pré-rifting de l'Atlantique central au Maroc occidental : les microdiorites sont-elles des marqueurs magmatiques de ce passage. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, *Sciences de la Terre et des Planètes*, 333, 5, pp. 295-302.
- YOUBI N., CABANIS B., CHALOT-PRAT F. & CAILLEUX Y. (1995) : Histoire volcano-tectonique du massif permien de khenifra (sud-est du Maroc Central). *Geodynamica Acta.*, 8, 3, p. 158-172.
- YOVANOVITCH B. (1939) : De la région des Skhour. Expertise hydrogéologique pour le génie rural du Maroc.
- ZARAHOUI M. (1981) : Étude lithostratigraphique et structurale des nappes de la région de Jebel Teksim (Jebilet centrales, Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution de la chaîne hercynienne de la Meseta marocaine. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Aix-Marseille III, 115 p.